This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

WHITNEY LIBRARY,

HARVARD UNIVERSITY.

TRANSFERRED TO GEOLOGICAL SCIENCES LIBRARY

THE GIFT OF

J. D. WHITNEY,

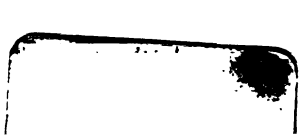
Sturgis Hooper Professor

IN THE

MUSEUM OF COMPARATIVE ZOÖLOGY.

13,676.

March 16, 1904.



Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

MAR 13 1934

13.676

WISSENSCHAFTLICHE VERÖFFENTLICHUNGEN
DES
VEREINS FÜR ERDKUNDE ZU LEIPZIG.
ERSTER BAND.

BEITRÄGE

ZUR

GEOGRAPHIE DES FESTEN WASSERS.

MIT ZWEI KARTEN, EINEM PROFIL UND EINER ABBILDUNG
IM TEXTE.

LEIPZIG,
VERLAG VON DUNCKER & HUMBLOT.
1891.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

WISSENSCHAFTLICHE

VERÖFFENTLICHUNGEN

DES

VEREINS FÜR ERDKUNDE

ZU LEIPZIG.

ERSTER BAND.

LEIPZIG,
VERLAG VON DUNCKER & HUMBLOT.
1891.

Digitized by Google

BEITRÄGE

ZUR

GEOGRAPHIE DES FESTEN WASSERS.

MIT ZWEI KARTEN, EINEM PROFIL UND EINER ABBILDUNG
IM TEXTE.

LEIPZIG,
VERLAG VON DUNCKER & HUMBLOT.
1891.

Digitized by Google

Alle Rechte vorbehalten.

Digitized by Google

MAR 18 1904

VORWORT.

Da die zufällige, bunte Aneinanderreihung der wissenschaftlichen Beiträge in unseren „Mitteilungen“ dem Bekanntwerden und der Benutzung derselben sich keineswegs vorteilhaft erwiesen hat und da aus allgemeineren Gründen eine Concentration der immer zahlreicher werdenden wissenschaftlichen Veröffentlichungen sich zu empfehlen scheint, beschloſs der Vorstand unseres Vereines für Erdkunde die Herausgabe einer besonderen wissenschaftlichen Veröffentlichung in zwanglosen Bänden, deren jeder mehrere Beiträge umfassen soll, die nach Ziel und Auffassung zusammengehören. Die fünf Arbeiten, welche dieser erste Band bringt, behandeln die Formen des Vorkommens und die Wirkungen des festen Wassers an der Erdoberfläche. Nr. I und III sind aus dem K. Geographischen Seminar der Universität Leipzig hervorgegangen und schlieſsen sich an Arbeiten desselben Ursprunges an, welche früher unsere Mitteilungen gebracht haben, nämlich Dr. Hans Fischer, „Die Äquatorialgrenze des Schneefalls“ im Jahrgang 1887 und Dr. Friedrich Klengel, „Die historische Entwickelung des Begriffs der Schneegrenze von Bouguer bis A. v. Humboldt“ im Jahrgang 1888, ebenso wie die fünfte Arbeit eine Vorgängerin „Die Lochaber-Strandlinien“ von demselben Verfasser im Jahrgang 1888 unserer „Mitteilungen“ gehabt hat. I—IV ruhen auf jener Auffassung des Schnees und seiner Derivate als einer geographischen Erscheinung, welche der Herausgeber in der Einleitung zu seinem Buche über „Die Schneedecke, besonders in Deutschen Mittelgebirgen“ (Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde Bd. IV) niedergelegt hat, und man

Digitized by Google

darf erwarten, daſs sie dieselbe fördern werden. Es werden noch manche Arbeiten nötig werden, bis die „Geographie des festen Wassers", von welcher bisher nur die Gletscherkunde hinreichend bearbeitet ist, auf einen breiteren Fuſs gestellt sein wird. Hoffentlich gelingt es unseren Mitteilungen, ebenso wie dieser neuen Veröffentlichung, deren ersten Band wir hiermit der wissenschaftlichen Welt vorlegen, noch manchen Beitrag zu derselben, wie zum Ausbau der Geographie überhaupt zu liefern. Zum Schluſs sei für die freundliche Überlassung der in diesem Bande vereinigten Arbeiten ihren Verfassern herzlicher Dank gesagt.

Für den Vorstand des Vereins für Erdkunde zu Leipzig

Professor *Dr. Friedrich Ratzel*,
derz. I. Vorsitzender.

Leipzig, den 1. Juni 1891.

Digitized by Google

INHALTSVERZEICHNIS.

		Seite
I.	Die Firngrenze in Amerika, namentlich in Südamerika und Mexiko. Von Dr. Gotthilf Schwarze. Mit einem Profil . . . . . I. Einleitung S. 3—7. II. Südamerika und Mexiko S. 7—64. III. Nordamerika S. 64—92.	3—92
II.	Über Niederschläge und Schneelagerung in der Arktis. Von Dr. M. Friedrich . . . . . I. Niederschläge S. 95—130. II. Schneelagerung S. 130—172.	93—172
III.	Der Einfluſs des Treibeises auf die Bodengestalt der Polargebiete. Von Lieutenant Dr. Georg Hartmann. Mit zwei Karten . . .	173—286
IV.	Zur Kenntnis von Eis und Schnee des Kilimandscharo. Von Dr. Hans Meyer	287—294
V.	Zur Strandlinien- und Terrassen-Litteratur. Von Dr. Christian Sandler	295—313

Digitized by Google

Digitized by Google

I.

DIE FIRNGRENZE IN AMERIKA,

NAMENTLICH IN SÜDAMERIKA UND MEXIKO.

VON

DR. GOTTHILF SCHWARZE.

MIT EINER TAFEL.

Digitized by Google

Digitized by Google

I.

EINLEITUNG.

Schon im Altertum war die Thatsache des ewigen Schnees, d. h. der während des ganzen Jahres ausdauernden Schneebedeckung bekannt, ja Gelehrte wie Strabo und Seneca erkannten, darin weit ihrer Zeit vorauseilend, selbst die Abhängigkeit jenes Vorkommens von der Erhebung der Gebirge und dem Klima des Landes. Das Mittelalter war jedoch nicht geeignet, eine Förderung des Problems zu bringen; ebenso zeigten die nächsten Jahrhunderte keinen Fortschritt. Erst nach dem Aufblühen der Naturwissenschaften, im 16. und 17. Jahrhundert, wurde auch der Sinn für eine genauere Erforschung unseres Erdballs rege. Dabei ermöglichte es die fortgeschrittene Erkenntnis auf den Gebieten der Physik und Mathematik jetzt der Forschung ihren Resultaten durch exakte Messung die gehörige Grundlage zu geben. So waren die Mitglieder der denkwürdigen französischen Expedition nach Peru, in den Jahren 1736—1744, die ersten, welche wissenschaftliche Beobachtungen über die Höhenlage des ewigen Schnees an den Vulkanen der Anden anstellten. Insbesondere kommt Bouguer das Verdienst zu, den Begriff der „Schneegrenze" in die Wissenschaft eingeführt zu haben[1]. Damit war die Aufmerksamkeit auf diese Frage gelenkt, so dafs man ihr von jetzt ab auch in Europa mehr Interesse schenkte als man bisher gezeigt hatte. In dieser Hinsicht traten Ende des vorigen Jahrhunderts in den Vordergrund als besonders wichtig die Untersuchungen von de Saussure in den Alpen, wie diejenigen von Ramond in den Pyrenäen. Von ausschlaggebender Be-

[1] Wir können uns hier nicht auf eine Darlegung der verschiedenen zeitweiligen Anschauungen einlassen und verweisen des Näheren auf: Fr. Klengel, Historische Entwicklung des Begriffs der Schneegrenze. Separatabdruck aus Veröffentlichungen des Ver. f. Erdk. z. Leipzig. 1889.

Digitized by Google

deutung für die weitere Entwicklung des Problems sind dann aber die Firngrenzmessungen[1] A. von Humboldts während seines Aufenthaltes in Südamerika und Mexiko, 1800—1804.

Wenige Jahre später stellten Wahlenberg, sowie L. von Buch Forschungen auf demselben Gebiet in den skandinavischen Gebirgen an, ersterer aufserdem noch in den Alpen und Karpaten. Beide, feinsinnige Beobachter der Natur, wiesen sie neben Humboldt zuerst auf die Beziehungen hin, welche im Gebirge zwischen der Firngrenze und den obersten Vegetationsgrenzen bestehen[2]. Inzwischen waren auch in Asien, an dem höchsten Gebirge der Erde, dem Himalaya, Firngrenzmessungen vorgenommen worden, aus denen als wichtigstes Resultat sich die merkwürdige Thatsache der höheren Lage des ewigen Schnees an der Nordseite gegenüber der Südseite ergab. Darauf hin erschien im Jahre 1820 der erste zusammenfassende Aufsatz von Humboldt[3] über die bisherigen Resultate der Firngrenzmessung. Hatte er früher mehr einen einseitig theoretischen Standpunkt in dieser Frage eingenommen, so weist er hier jedoch schon mit Deutlichkeit auf deren komplizierten Charakter hin. In ausführlicher, klarer Weise behandelt er vor allem die besondern Verhältnisse am Himalaya und die Ergebnisse seiner eignen Beobachtungen in den Anden.

Durch neue Messungen, wie die von Pentland in Peru und Bolivia, wesentlich bereichert ist die zweite Abhandlung Humboldts über die Firngrenze, welche sich in „Asie Centrale, III (1832 und 1843)" findet; ihr ist am Schlufs auch eine Tabelle beigefügt. Pentlands Beobachtungen, die ein anormales Ansteigen der Firngrenzlinie jenseits des Äquators zeigten, wirkten ähnlich überraschend wie diejenigen der englischen Ingenieure in Indien und trugen in gleicher Weise wesentlich zur Klärung und Richtigstellung der bisherigen Ansichten bei. Verschiedentliche Aufzeichnungen in Bezug auf unsere Frage giebt Humboldt noch in seinem grofsen Werk, dem Kosmos. Im Folgenden seien kurz die weiteren hauptsächlichsten Arbeiten auf diesem Gebiet angeführt, in denen eine Zusammenfassung des vorhandenen Materials versucht wird.

Kurz nach der ersten Abhandlung Humboldts veröffentlichte Hallström[4] eine umfangreiche Tafel von Firngrenzhöhen, worin er sich vielfach auf jene stützt. Im übrigen bildet den Hauptinhalt der

[1] Im Folgenden soll mit Fr. Ratzel an Stelle von „Schnee" das Wort „Firn" gesetzt werden, wo es sich sicher um alten Schnee handelt.

[2] Siehe Fr. Ratzel, Höhengrenzen und Höhengürtel. Wien 1889.

[3] Ann. de Chim. et de Phys., XIV. 1820, S. 5.

[4] De termino atmosphaerae terrestris nivali dissertatio, Aboae 1823.

Digitized by Google

Arbeit der vergebliche und ziemlich unfruchtbare Versuch, wie er früher und später oft unternommen wurde, für jene Höhe eine mathematische Formel abzuleiten. Zwanzig Jahre später, anfangs der vierziger Jahre, bereiste Durocher, zurückgekehrt von einer französischen Expedition nach Spitzbergen, die skandinavische Halbinsel. Als Frucht seiner Studien erschien ein gröfseres Reisewerk und dann auch ein besonderer Aufsatz bezüglich der Firngrenze[1]. Sorgfältig unterscheidet er hier die lokalen und allgemeinen Ursachen der Firngrenzhöhe; mit den mathematischen Ausdrücken, welche er für die letztern einführt, läfst sich jedoch nichts anfangen. Rein schematisch sind seine Darlegungen in Betreff der wirklichen Bestimmung der Firngrenze in der Natur; dasselbe gilt von seiner Zeichnung dieser Linie. Die Tabelle giebt vor allem seine eignen Messungen in Skandinavien. Auf die Höhenangaben von Durocher bezieht sich später Renou, indem er sein Gesetz zu begründen sucht, dafs die Firngrenzhöhe diejenige Erhebung sei, in welcher die mittlere Temperatur des heifsesten Halbjahres gleich der Temperatur des schmelzenden Eises ist[2]. Charles Grad greift 1875 infolge seiner Alpenforschungen wieder auf eine Annahme von Hugi zurück[3], die Firngrenze allgemein anzunehmen gleich der unteren Grenze des Firns auf den Gletschern. Seine Bestimmungen dieser Art führt er in einer Tabelle an, deren gröfseren Teil freilich andere über die ganze Erde sich erstreckende Angaben von Firngrenzhöhen bilden, die nicht nach seiner Methode gewonnen wurden[4]. Die sorgfältigste und umfangreichste Zusammenstellung der Höhengrenzen überhaupt mit gleichzeitiger Angabe der Quellen findet sich (von H. Berghaus) in Behms geographischem Jahrbuch[5]. Eine neuere ausführliche Tabelle giebt noch Heim, indem er aufser den Firngrenzhöhen auch wie Grad die Höhenlage der tiefsten Gletscher in den einzelnen Gebirgen anführt, so weit dies bekannt[6]. Auch bei Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde, Leipzig 1884, findet sich eine Zusammenstellung von etwa 80 Firngrenzangaben. Günther reproduziert nur die Tabelle von Hallström, wobei er bekanntlich in der Umrechnung dessen Toisen mit Pariser Fufs verwechselt; aufserdem hat er noch wenig neuere Angaben über asiatische

[1] Ann. de Chim. et de Phys., III s., XIX, S. 5—51.

[2] Comptes Rendus de séances, LVIII (1864), S. 370.

[3] Siehe Ratzel, a. a. O. S. 40.

[4] Comptes Rendus, LXVI (1875), S. 780.

[5] Höhentafeln von 100 Gebirgsgruppen aus allen Erdteilen, Jahrbuch I S. 256; V (1874) S. 472.

[6] Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885, S. 18—21.

Digitized by Google

Gebirge[1]. Dieselbe Quelle wird in Gehlers Physikalischem Wörterbuch (Leipzig 1827) schon benutzt. Im übrigen enthalten unsere gebräuchlichen Hand- und Lehrbücher der physikalischen Geographie meist bloſs kurze Bemerkungen über die Firngrenze.

Sicher hat die Anzahl der Beobachtungen seit Humboldts ausgezeichneten kritischen Arbeiten sehr zugenommen, nicht aber in gleichem Maſse die Sichtung des so angehäuften Materials. Es finden sich die widersprechendsten Angaben, was freilich zum Teil eine Folge der noch vielfachen Unklarheit sein mag, die hinsichtlich der Art und Weise der Firngrenzbestimmung selbst besteht. Bei Aufstellung von Tabellen werden natürlich die wahrscheinlichsten Höhenzahlen ausgewählt, wobei das Urteil aber auch leicht durch eingewurzelte allgemeine, im betreffenden Fall jedoch nicht zutreffende Ansichten, ebenso wie durch die Autorität anderer Messungen auf falschen Weg geleitet werden kann. Oft sind wohl auch die Beobachtungen zu ganz verkehrter Zeit angestellt, ohne daſs sich dies sofort erkennen läſst, wie denn überhaupt selbst in den Originalnotizen die näheren Angaben meist fehlen. Gute, vergleichbare Mittelzahlen zu gewinnen, ist daher in manchen Fällen ziemlich schwierig, es darf jedenfalls zumeist nicht einfach arithmetisch geschehen; fast ausschlieſslich läſst man daher diesen Versuch überhaupt fallen und begnügt sich mit einzelnen Angaben, oder geht auf ältere Untersuchungen und Zusammenstellungen, vor allem auf den zweiten Aufsatz Humboldts, in „Centralasien“, zurück.

Wir wollen nun im Nachstehenden versuchen, für einen Erdteil, welcher hierin wohl unser besonderes Interesse beanspruchen kann, für Amerika, die Frage der Firngrenzhöhe etwas näher zu behandeln. Dieser Doppelkontinent ist vor den übrigen ausgezeichnet durch seine gewaltige Längenerstreckung fast von Pol zu Pol; kein anderer wie er ist daher zum vergleichenden Studium der verschiedenen Klimate so geeignet. Für unsere Untersuchung vor allem wichtig ist jedoch der eigenartige Gebirgsaufbau, indem in der ganzen Länge des Erdteils, gewissermaſsen als dessen Rückgrat, sich der mächtige Gebirgsrücken der Kordilleren erstreckt und dabei in allen Zonen, wenn auch in verschiedener Ausdehnung bis in die Region des ewigen Schnees emporragt.

Zuerst und hauptsächlich werden wir uns mit der Firngrenze in Südamerika und Mexiko beschäftigen, dann in einem zweiten Teil mit derselben in Nordamerika ausschlieſslich des letzteren Landes. Die

[1] S. Günther, Lehrbuch der Geophysik, II. Stuttgart 1885, S. 532—535.

Digitized by Google

Unterscheidung liegt weniger in einer bloſsen geographischen Einteilung als, wie wir sehen werden, in dem vorhandenen Material, welches im ersten Fall unverhältnismäſsig gröſser ist als im zweiten, wobei dies allerdings zum groſsen Teil durch die verschiedenartige Schneebedeckung bedingt ist. Vorausgeschickt sei noch, daſs wir uns verschiedentlich veranlaſst sehen werden, den Versuch zu machen, nach Ratzel[1] eine orographische Firngrenze der klimatischen gegenüberzustellen, wenngleich die Grundlagen dazu in den vorhandenen Angaben nur mangelhaft gegeben sind.

II.

SÜDAMERIKA UND MEXIKO.

a. ECUADOR.

Wir beginnen unsere Betrachtung mit der Äquatorialgegend Südamerikas. Durch fast die ganze Erstreckung der Republik Ecuador ziehen sich hier von 1° n. Br. bis gegen 4° s. Br. die Anden in zwei ziemlich parallelen Ketten, denen zahlreiche hohe Vulkankegel aufgesetzt sind. Das Gebiet dieser Vulkane kann man mit Recht als das klassische Gebiet der Firngrenzmessung bezeichnen. Hier unter dem Äquator zeichnet sich die Linie des ewigen Schnees durch besondere Beständigkeit und Regelmäſsigkeit in Bezug auf ihre Lage aus, entgegen den groſsen zeitlichen und örtlichen Schwankungen in den gemäſsigten und polaren Zonen. Der starke Gegensatz dieser scharf ausgesprochenen Grenze zu der tropischen Natur zieht unwiderstehlich die Aufmerksamkeit des Menschen, selbst die der sonst zur wissenschaftlichen Auffassung der Naturobjekte wenig geneigten Eingebornen auf sich. Derart wurden die ersten wissenschaftlichen Beobachter, die Mitglieder jener berühmten französischen Expedition, eigentlich von selbst dazu geführt, neben ihren anderen Aufgaben auch Untersuchungen über die Firngrenze anzustellen. Kein Gebirge der Erde wäre unter den obwaltenden einfachen Verhältnissen zu diesen Anfängen geeigneter gewesen als die Vulkanberge der Anden Ecuadors.

---

[1] Kritik der sogenannten „Schneegrenze", Leopoldina XXII, 1886, No. 19—24.

Digitized by Google

Über seine Besteigung des Pichincha, den er zu 2434 t (4744 m) b. mafs, bemerkt Bouguer, dafs diese Höhe ungefähr diejenige der unteren Grenze des ewigen Schnees sei[1]. Später nimmt er jedoch immer 2440 t (4756 m) als Firngrenzhöhe an. Die weiteren Beobachtungen beziehen sich auf den Cotopaxi, welchen er mit La Condamine mehreremal bis an und über die Firngrenze bestieg. Nach der Eruption des Jahres 1742 bemerkte er einen bedeutenden Rückgang des Schnees an diesem Berg. An anderer Stelle sagt Bouguer noch, die Schneebedeckung habe sich in 6—700 t (1170—1360 m) senkrechter Höhe unter dem Gipfel des letzteren befunden, während La Condamine dafür nur 925 m angiebt[2].

Aufser dem Gipfel des Pichincha wurde durch Bouguer und La Condamine auch derjenige des Corazon erstiegen; letzterer giebt jenen zu 2430 t (4736 m), diesen 2470 t (4814 m) hoch an, „Höhen, über welche hinaus der ewige Schnee die Berge unersteiglich macht“[3]. Eine Angabe zu 2432 t (4740 m) fand Humboldt übrigens als Firngrenzhöhe auf einer Marmortafel eingegraben in dem zerstörten Kolleg der Jesuiten in Quito. Eingehend bespricht dieser berühmte Reisende die Messungen der französischen Gelehrten in seinem ersten Aufsatz. Er erwähnt dabei auch, dafs die spanischen Offiziere Ulloa und Jorge Juan, die Begleiter jener Expedition, die Firngrenze zu 2331 t (4543 m) angeben[4], während wir andererseits später[5] bei ihm finden, dafs der erstere die Höhe des Rucu-Pichincha mit 2471 t (4818 m) als Firngrenzhöhe annimmt. Es mufs hier bemerkt werden, dafs der Pichincha eine lange von N. nach S. gestreckte Mauer, mit 4 bis 6 aufgesetzten Spitzen, bildet, von denen nach Humboldt die höchste im NO. der Rucu-Pichincha 2490 t (4863 m), die zweithöchste im S. der Huahua-Pichincha 2458 t (4791 m) und mehr in der Mitte der Cono de los Ladrillos 2401 t (4680 m) hoch ist. Hierbei scheinen nun Verwechselungen vorgekommen zu sein. Humboldt glaubt annehmen zu müssen, dafs Bouguer und La Condamine den Huahua-Pichincha, d. h. nach ihm den zweithöchsten Gipfel, bestiegen haben; andererseits sagt M. Wagner, der südliche schneebedeckte Gipfel führe den Namen Mozo-Pichincha, der Name Rucu-Pichincha aber gebühre der

---

[1] La Figure de la Terre, S. XLV.

[2] Journal de voyage à l'équateur, S. 36.

[3] Ebenda, S. 48.

[4] Ann. de Chim. et de Phys., XIV (1820), S. 27 (nach Relacion de Viage, II, S. 568).

[5] Centralasien, III, S. 160, deutsche Ausgabe von Mahlmann, 1844.

Digitized by Google

von Humboldt Picacho de los Ladrillos benannten Spitze[1]. Sonst sei noch erwähnt, dafs die Höhe von Quito, welche jenen ersten Messungen zu Grunde lag, nach Humboldt 32 t (62 m) zu tief angenommen wurde.

Die nächsten Untersuchungen über die Firngrenzhöhe in diesem Gebiet stellte Humboldt selbst im Jahre 1802 an; es folgen diejenigen von Boussingault 1831, von M. Wagner 1858—1859 und endlich diejenigen von Reifs und Stübel 1870—1875. Alle Messungen sind mit den besten wissenschaftlichen Hilfsmitteln ihrer Zeit ausgeführt. Dabei zeichnen sich vor allem diejenigen der letztgenannten Reisenden, welche sich auch auf Columbien erstrecken, durch grofse Ausführlichkeit aus. Zu bedauern ist nur, dafs es diesen gelehrten Forschern bis jetzt noch nicht möglich war, ihre Ergebnisse in einem gröfseren Werke darzulegen; wie zahlreich und wichtig ihre Höhenangaben[2] sind, so lassen sie doch nur zu sehr den Mangel eines begleitenden Textes empfinden. Wir wollen jetzt die Firngrenzhöhe der einzelnen Vulkankegel, zuerst der West-, dann der Ostkordillere betrachten, indem wir dabei die Messungen der einzelnen Autoren anführen; alle Höhen wurden auf barometrischem Wege gefunden, soweit nichts anderes bemerkt ist.

Am Cotocachi (0° 30′ n. Br.) wurde von M. Wagner die Firngrenze im Mai zu 14814 P. F. (4812 m) gemessen, während Reifs und Stübel für die Südwestseite 4620 m und für die Ostseite 4694 m geben. Der Pichincha[3] erreicht, wie schon erwähnt wurde, eben die Schneeregion. Die Firngrenze, welche nach ihm mit der Gipfelhöhe zusammenfällt, nimmt Jameson[4] am Rucu-Pichincha zu 15976 e. F. (4869 m), was sicher zu hoch ist. Die jedenfalls genauere Messung von Reifs und Stübel giebt für den Gipfel nur 4737 m. Humboldt fand hier die Firngrenze bei etwa 2455 t (4785 m) und Wagner (bei ihm Mozo-Pichincha) im Mai zu 14791 P. F. (4805 m). Für den

---

[1] Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika, 1870, S. 467.

[2] Alturas tomadas en la Republica de Columbia en los Anos de 1868 y 1869, Quito 1872.

Alturas principales tomadas en la Republica del Ecuador en los Anos 1870 y 1871, Quito 1871.

Alturas principales tomadas en la Republica del Ecuador, Quito 1873.

In Bezug auf die beiden ersten Hefte dieser Höhenangaben s. auch Jahresbericht des Vereins für Erdkunde zu Dresden, III (1873), S. 1.

[3] Nach Reifs und Stübel ist der Guagua-Pichincha der höchte Gipfel mit 4787 m.

[4] Journ. of the R. Geogr. Soc., XXXI (1861), S. 185.

Digitized by Google

Guagua-Pichincha haben sie beziehentlich 2460 t (4794 m) und 14770 P. F. (4798 m) [Juni][1].

Am Corazon beginnt nach Humboldt der ewige Schnee in 2458 t (4790 m) Höhe, nämlich 40 t (78 m) unter der zu 2498 t berichtigten Gipfelhöhe nach der Beobachtung der französischen Akademiker, wogegen Reifs und Stübel den Anfang der grofsen Firnmassen an der Nordseite zu 4679 m angeben. Durch einen schmalen Grat mit letzterem Berge verbunden, liegt südlich von ihm der zweigipflige Iliniza. Wagner bestieg ihn im Dezember 1858 und mafs die Firngrenze zu 14538 P. F. (4723 m); Reifs fand dagegen dieselbe im November am Südgipfel bez. 4653 m (W.) und 4771 m (NNO.)[2]. Weiterhin haben wir in der westlichen Kette noch zwei mächtige Schneegipfel in $1^1/_2{}^0$ s. Br., den Carihuairazo und den Chimborazo. Für die Firngrenze des ersteren erhielt Wagner im Januar 14880 P. F. (4834 m) und Reifs und Stübel an der südlichen Seite desselben 4675 m. Der Chimborazo ist mit 6300 m der höchste der Andengipfel Ecuadors und auch der bekannteste, vor allem infolge der Arbeiten Alexander von Humboldts. Mit mehr oder minder Erfolg wurden Besteigungsversuche unternommen durch Bouguer und La Condamine, Humboldt und Bonpland, Boussingault, Wagner, bis es im Jahre 1880 als erstem, dem Engländer Whymper gelang, den Gipfel zu erreichen[3]. Von Humboldt wurde die Firngrenze trigonometrisch zu 2471 t (4816 m) an der Südostseite gemessen; Boussingault fand sie im Osten zu 4868 m[4], Wagner im Norden zu 14932 P. F. (4840 m) und endlich Reifs und Stübel als Mittel von drei verschiedenen Messungen an der Nordseite (5039 m, 4862 m und 4916 m) zu 4939 m, an der Südseite aus zwei Messungen (4763 m und 5052 m) zu 4908 m. Eine Beobachtung der letzteren Reisenden an der Südostseite zu 4550 m ist jedenfalls nur als lokales Vorkommen zu deuten.

Gehen wir jetzt zur Ostkette über, so haben wir als nördlichsten der Schneeberge in Ecuador den gerade unter dem Äquator gelegenen Cayambe, für dessen Firngrenzhöhe Reifs und Stübel 4672 m angeben. Am Antisana (circa 20′ s. Br.) ist letztere nach Humboldt 2493 t (4859 m), nach Boussingault 4871 m und nach Reifs und

---

[1] Die Messungen von Reifs und Stübel finden sich alle in den schon angeführten Höhentafeln; von Humboldt in Centralasien, III, S. 162 und Ann., XIV (1820), S. 32, und von Wagner in seinem Reisewerk, S. 627.

[2] Z. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin, VIII, S. 240, wie auch Pet. Mitt. 1873, S. 437.

[3] Die Angabe von Remy und Brenchley, 1857 im Nebel den Gipfel erreicht zu haben, beruht wohl auf einer Täuschung. S. Alpine J. X, S. 226.

[4] Comptes Rendus des séances, XII (1841), S. 476.

Digitized by Google

Stübel als Mittel von vier Messungen 4704 m (4618 m SW., 4784 m NW., 4721 m N. und 4694 m W.). Der Cotopaxi (5943 m) ist der höchste Schneeberg der östlichen Kette, nach dem Chimborazo der höchste der Anden Ecuadors und überhaupt der höchste thätige Vulkan der Erde. Die Firngrenze an ihm nimmt Humboldt zu 2490 t (4853 m) an, Boussingault mafs dieselbe zu 4804 m und Wagner im Dezember an der Südwestseite zu 14367 P. F. (4667 m)[1], während sie Reifs bei seiner ersten Besteigung, Ende November 1872, im Süden, am Fufse des Cabeza del Cotopaxi, 4629 m und im Westen 4627 m hoch fand[2]. Die anderen Messungen des letzteren sind wohl während der zweiten Besteigung, anfangs März 1873, ausgeführt worden. Wir haben hierbei 4762 m an der Nordseite (Tauripamba), 4512 m an der Ostseite im Norden und 4555 m an der Ostseite im Süden des Chirimachaivulkan, 4572 m an der Ostseite im Norden des Pucahuaicovulkan, 4763 m an der Westseite im Norden des Yanasachavulkan. — An der Nordseite des Sincholagua liegt nach derselben Quelle die Firngrenze bei 4577 m, ferner am Tunguragua im Nordwesten bei 4600, wogegen sie Wagner an letzterem Gipfel 14650 P. F. (4759 m) hoch fand. Schliefslich haben wir noch für den Altar (circa $1^3/_4{}^0$ s. Br.) nach Wagner im Februar die Firngrenzhöhe von 14876 P. F. (4832 m).

Wenig weiter südlich (2° s. Br.) ragt noch der Sangay mit einer Gipfelhöhe von 5323 m (Reifs und Stübel) in die Schneeregion hinein, doch sind an ihm keine Firngrenzmessungen vorgenommen worden. Dasselbe scheint von dem unmittelbar südöstlich des Cotopaxi liegenden Quilindaña (4919 m) zu gelten; Schnee, mit Kies bedeckt, wurde nach Reifs und Stübel an der Nordseite in 4304 m Erhebung gefunden. —

Aufser diesen angeführten Hochgipfeln der Ost- und Westkette der Anden, welche eine dauernde, zusammenhängende Schneebedeckung tragen, giebt es auch einige, bei denen dies nur zeitweilig und nur im geringen Mafse der Fall ist, trotzdem sie zum Teil die allgemeine Firngrenzhöhe überragen. Es gilt dies fast ausschliefslich von der Westkette. In dieser Beziehung nennt Reifs den Vulkan Imbabura, welcher seitlich in östlicher Richtung vom Cotocachi liegt und den ebenfalls in Seitenstellung zwischen Corazon und Iliniza sich erhebenden Rumiñagui, von denen ersterer nach ihm 4757 m, letzterer 4582 m hoch ist. Aufserdem wird von ihm der Pichincha (4787 m)

[1] A. a. O. S. 592.

[2] Z. d. Ges. f. Erdk., VIII, S. 306.

Digitized by Google

noch hierzu gerechnet. Wagner giebt an, dafs während seiner Besteigung im Mai 1859 der obere Rand des Pichinchagipfels teilweise ganz schneefrei gewesen sei, und auch Humboldt berichtet, die höchste Spitze, obgleich im allgemeinen in einer Höhe von 25—35 t unterhalb des Gipfels andauernd mit Schnee bedeckt, sei doch zuweilen ganz davon entblöfst worden. In der Ostkette sind andererseits nach Reifs trotz ihrer wenig beträchtlichen Erhebung Saraurcu, Quilimas und Cerro Hermoso (ersterer nach Whymper 4724 m, letztere nach Reifs 4711 m und 4576 m hoch) mit ewigem Schnee bedeckt, vermöge, wie er sagt, der hier herrschenden besonderen meteorologischen Verhältnisse. Erwähnt sei noch, dafs Villavicencio in seiner Geographie als mit ewigem Schnee bedeckt aufserdem anführt in der Westkette den Cossalagua (6062 v = 5060 m), Atazo (5812 v = 4843 m) und Yana-Urcu (5720 v?), in der Ostkette den Azuay (5661 v = 4727 m)[1]. Hierzu ist zu bemerken, dafs einmal nach Reifs und Stübel Atazo und Azuay beziehentlich 4539 m und 4445 m hoch sind, Cossalagua und Yana-Urcu sich aber in ihrem Höhenverzeichnis überhaupt nicht finden, während wieder demjenigen von Villavicencio die Berge Quilimas, Imbabura und Cerro Hermoso de los Llonganates fehlen. Vielleicht sind hier Irrtümer in der Benennung vorhanden. Alle Berge, welche von Reifs und Stübel als mit ewigem Schnee bedeckt angeführt werden, sind vulkanischen Ursprungs, ausgenommen nur Saraurcu und Cerro Hermoso[2]. Sicher ist der Firnschnee, der auf einigen der Gipfel liegen bleibt, welche nicht die durch die zahlreichen Messungen gefundene allgemeine Firngrenzhöhe überragen, in irgend einer Weise lokal begünstigt; auf derselben Thatsache werden auch andere niedere Angaben von Reifs und Stübel, z. B. am Cotopaxi, beruhen. Sonst tritt jedoch hier die orographische Begünstigung sehr zurück gegenüber den Verhältnissen in höheren Breiten.

Auch die jahreszeitliche Schwankung der Firngrenze ist unter dem Äquator sehr klein, was unmittelbar mit der äufserst geringen jährlichen Temperaturschwankung, besonders im Hochgebirge und der ziemlich gleichmässigen Niederschlagsverteilung zusammenhängt. Humboldt nimmt die Differenz zu nur 12—15 t (23—29 m) an.

Wenn Berge, die kaum die Firngrenzhöhe erreichen, wie der Pichincha, zeitweilig ganz von Schnee entblöfst werden und sich hierdurch eine gröfsere Schwankung zeigt, so ist dies ein besonderer Fall, welcher jenen eigentümlich. Es ist nur eine dünne Lage Schnee,

[1] Geografia de la Republica del Ecuador, New York, 1858, S. 65.
[2] Z. d. Ges. f. Erdk., IX, S. 441.

Digitized by Google

beziehentlich Firn, welche hier die äußersten Spitzen der Gipfel bedeckt, Zufuhr kann nur aus der Atmosphäre kommen, es fehlt der Einfluſs höherer Firnmassen, die sonst auf ein niederes Niveau der Firngrenze hinwirken, einmal direkt durch ihr Herunterrücken, indirekt durch ihre erkältende Wirkung. Solche Berge können daher entgegen einer sonst wohl geäußerten Anschauung nicht gut als maſsgebend für eine allgemeine Firngrenzbestimmung herangezogen werden. Humboldt schreibt die Schneefreiheit des Pichincha im besondern dem Umstand zu, daſs er frei den Westwinden ausgesetzt ist und dann der schwarzen Farbe des langen vulkanischen Grates, welche die Wärmeaus- und -rückstrahlung begünstigt.

Da nun die jahreszeitliche Schwankung hier sicher innerhalb der Fehlergrenzen der Firngrenzmessungen fällt, so ist es wohl erlaubt, wie es Humboldt gethan, ein allgemeines Mittel aus zeitlich verschiedenen Beobachtungen (Februar bis Juni 1802) zu ziehen. Dieser Gelehrte erhielt als Mittelwert aus seinen sechs Angaben die Höhe von 2471 t (4816 m), was zufällig genau seiner Messung am Chimborazo entspricht[1]. Er hält jedoch in seiner ersten Abhandlung an dieser Zahl nicht fest. Zunächst erscheint ihm seine Firngrenzhöhe für den Cotopaxi (4853 m) zu hoch wegen der vulkanischen Thätigkeit des Berges. Letztere Höhe hat er auch nicht selbst gefunden, sondern er entnimmt sie der Oltmannschen Berechnung der Beobachtungen von Ulloa. Eine eigne trigonometrische Messung gab Humboldt für die Firngrenze sogar 2538 t (4947 m), welche Höhe er aber sofort verwirft. Der Hinblick, daſs alle übrigen Angaben für diesen Schneegipfel bedeutend niedriger sind als diejenigen Humboldts, kann uns nur veranlassen, jene als der normalen Firngrenzhöhe entsprechend anzunehmen. Weiter stellt Humboldt auch die Höhe der Firngrenze am Antisana als Ausnahme hin, veranlaſst durch die denselben umgebende weite, 2100 t (4094 m) hohe, die Wärme stark ausstrahlende Hochebene. Noch höher ist ja hier die Messung von Boussingault, während diejenigen von Reiſs und Stübel verhältnismäſsig niedrig sind. Es glaubt Humboldt schlieſslich die Firngrenze für die Anden Ecuadors am besten zu 2460 t oder rund 4800 m annehmen zu müssen.

Ein Unterschied der allgemeinen Firngrenzhöhe an der West- und Ostkette ist hier unter dem Äquator kaum zu erkennen, oder doch nur wenig von Belang, wogegen er weiter südlich in Peru und Bolivia wesentlich hervortritt. Wiewohl wir uns nicht im eigentlichen

[1] Centralasien, III, S. 162 und Ann., S. 32.

Digitized by Google

Gebiete des Passats befinden, so werden doch die Hauptniederschläge durch vorherrschende östliche Winde vom Atlantischen Ocean herangetragen, derart, dafs vor allem die Gipfel der Ostkette und wieder insbesondere deren östliche Abhänge damit bedacht werden. Da aber der allgemeine Gebirgskamm niedrig ist, indem er nicht die Firngrenzhöhe erreicht, so wird die Feuchtigkeit auch weiter über denselben getragen; das grofse Längsthal (Quito 2850 m) empfängt wenig, und erst an den Hochgipfeln der Westkette kondensiert sich der immerhin beträchtliche Rest. Dazu kommt noch, dafs der Westabhang der letzteren Kette auch durch lokale Winde vom Pacifischen Ocean ziemlich reichliche Niederschläge erhält. Im ganzen wäre aber doch wohl vorauszusetzen, dafs die Firngrenze der östlichen Anden niedriger sei als diejenige der westlichen, worauf ja insbesondere auch die Angaben von Reifs (s. S. 10—12) hindeuten. Die Messungen Humboldts, welche freilich gerade das Gegenteil zeigen, können hierbei nach dem Vorangehenden nicht in Betracht kommen. Bei Boussingault steht andererseits seiner niedrigen Angabe für den Cotopaxi die hohe für den Antisana gegenüber, wie seine Messungen überhaupt zu wenig zahlreich sind, um ausschlaggebend zu sein.

Nach Wagner haben wir für die Westkette im Mittel (6 Messungen) 4801 m, für die Ostkette (8 Messungen) 4753 m und nach Reifs und Stübel, wobei wir hier auch für die einzelnen Berge zunächst Mittelzahlen nehmen (s. S. 10—11), Westkette 4728 m [Cotocachi 4657 m, Corazon 4679 m, Iliniza 4712 m, Carihuairazo 4675 m, Chimborazo 4916 m], Ostkette 4637 m [Cayambe 4672 m, Antisana 4704 m, Cotopaxi 4630 m, Sincholagua 4577 m, Tunguragua 4600 m]. Nehmen wir in letzterem Fall in der Westkette den Chimborazo aus, an welchem die Firngrenze aufserordentlich hoch liegt, so erhalten wir nur 4681 m. Hier läfst sich nun bei Wagner, wie bei Reifs und Stübel eine geringe Depression der Firngrenze an der östlichen Kette gegenüber derjenigen an der westlichen durchaus nicht verkennen. Freilich darf man einer derartigen Mittelziehung kein zu grofses Gewicht beilegen, sie ist rein schematisch und kann nur als Notbehelf dienen. Suchen wir in derselben Weise für beide Ketten ein allgemeines Mittel zu erhalten, so ergiebt sich: Wagner 4785 m, Reifs und Stübel 4682 m, Humboldt 4800 m, Boussingault 4848 m. Die drei ersten Resultate sind hier sicher als die wichtigsten zu bezeichnen, vor allem aber diejenigen von Wagner und von Reifs und Stübel, sowohl hinsichtlich der gröfseren Zahl der eigenen Beobachtungen dieser Forscher, wie auch, was sicher anzunehmen ist, wegen ihrer gröfseren Genauigkeit. Aus letzterem Umstande ist es wohl zu

Digitized by Google

erklären, dafs die Firngrenzhöhe mit der Zeit anscheinend immer kleiner geworden, während andererseits eher ein Hinaufrücken des ewigen Schnees zu bemerken ist (s. S. 18 und 21). Dieselbe Ursache ist wohl auch betreffs des angeblichen Sinkens der Anden selbst anzunehmen[1].

Sollen wir jetzt eine runde Zahl für die Firngrenzhöhe der Vulkane Ecuadors zwischen $^1/_2{}^0$ n. Br. und 2^0 s. Br. angeben, so dürfte nach unseren Betrachtungen 4750 m nicht zu niedrig sein. Hervortretend ist die Höhendifferenz der Firngrenze, wenigstens für die Gipfel der Ostkette, in Bezug auf östlichen und westlichen Abhang, wie es sich besonders nach der Messung von Reifs und Stübel am Cotopaxi in den Zahlen 4512 m und 4763 m ausdrückt. Im übrigen sind die Berge immer vom mittleren Hochthal aus bestiegen worden und so im Westen der westliche, im Osten der östliche Abhang kaum untersucht worden.

Eine Abnahme der Firngrenzhöhe polwärts läfst sich bei dem geringen Breitenunterschied natürlich nicht konstatieren. Wir werden auch sehen, dafs weiterhin jene sich nach der einen Seite, nach Norden, zunächst nur sehr langsam senkt, während nach Süd sogar auf längere Erstreckung eine Hebung eintritt, vor allem in der westlichen Kette. Auf letzteren Umstand scheint schon die verhältnismäfsig sehr hohe Firngrenze des Chimborazo hinzudeuten, doch kommen hier jedenfalls weniger klimatische Einflüsse ins Spiel als die steilen Abhänge dieses Vulkans, welche den Firnschnee nicht haften lassen, wofür auch die normalen Verhältnisse des benachbarten Carihuairazo sprechen.

b. COLUMBIEN.

[1°—6° n. Br.]

In den Vereinigten Staaten von Columbien haben wir von der Südgrenze der Republik, am Äquator, bis etwa 8° n. Br. den Zug der Anden in drei Parallelketten gespalten, wo in den beiden so gebildeten Längsthälern, östlich der Magdalena und westlich sein gröfster Nebenfluls, der Cauca, ihre Gewässer dem caribischen Meer zuführen. Die Ostkette setzt sich noch in der Cordillera de Merida (Venezuela) fort und steht durch niedere Höhenzüge am rechten Ufer des Magda-

[1] Siehe über diese Frage Orton in Sillimans Journ. 2 (CII), 1871, S. 267, sowie Reifs, Verh. d. Ges. f. Erdk., VII (1880).

Digitized by Google

lena auch mit der Sra. Perija, in der Nachbarschaft der Sra. Nevada de Santa Marta, in Verbindung. Noch auf columbianischem Gebiet ragt die Ostkette in dem über 5000 m hohen massigen Hochgebirge von Cocui (6° n. Br.) in die Schneeregion, während sie sich sonst nirgends viel über 4000 m erhebt. In der Centralkette finden wir in verschiedenen Abständen einzelne aufgesetzte Vulkane, welche über die Firngrenze emporsteigen, wogegen letztere in der Westkette nur im äufsersten Süden erreicht wird. An den Vulkanen Cumbal (4717 m) und Chiles (4780 m) wurde hier (1° n. Br.), Ende des Jahres 1869, die Firngrenze durch Reifs und Stübel gemessen. Es geschah mittelst Barometers, wie es bei fast allen Messungen dieser Forscher der Fall war. Für den Cumbal fand man im Osten 4547 m, ferner am Chiles an der Ostseite 4583 m, an der Südseite 4535 m und noch am westlichen Rande der Caldera, genannt „el Hondon", desselben Berges 4651 m, am östlichen Rande 4612 m. In der Centralcordillere wurden die ersten Messungen durch Humboldt im Jahre 1801 ausgeführt; es folgten die von Caldas 1806, Boussingault 1831, denen sich dann diejenigen von Reifs und Stübel (1868 und 1869) anschlossen. Es soll Humboldt nach Gehlers Physik. Wörterbuch, Leipzig 1827, 3, No. 23 in 2° 40′ n. Br., an den Paramos de Guanacas, die Firngrenze zu 4639 m gemessen haben, während wir in dessen erstem Aufsatz nur bemerkt finden, dafs hier die nach Caldas 2300 t (4484 m) hohe Strafse unterhalb der Linie des ewigen Schnees liege. In der Sierra de Coconuca (2° 15′ n. Br.) wurde am Pan de Azucar durch Reifs und Stübel die Firngrenze an der Westseite 4501 m, an der Südseite 4519 m und an der Ostseite 4424 m hoch gefunden. Diese Messungen geschahen wohl Anfang Sommer 1869. Am 24. April 1869 bestieg Stübel den unmittelbar nördlich gelegenen Puracé. Den Gipfel fand er zu nur 4608 m Höhe, während Caldas 5100 m giebt. Der Höhenunterschied erklärt sich daraus, dafs der Vulkankegel während der Eruptionen der Jahre 1830 und 1849 eingestürzt ist, so dafs er jetzt mehr eine abgestumpfte vierseitige Pyramide bildet. Nur an einzelnen Stellen vermag sich jetzt der Schnee das ganze Jahr hindurch zu erhalten. Stübel meint noch in seinem Bericht, „da unter dem Äquator die Grenze des ewigen Schnees in 4600 m zu liegen pflegt, entbehrt der Puracé dieses Schmuckes"[1], was uns nach den anderen Angaben nicht ganz verständlich ist. Übrigens geben Reifs und Stübel doch in ihrem Höhenverzeichnis die Firngrenze zu 4600 m an für die Nordostseite des Vulkans, wo der Kraterrand

[1] Globus, XVI, S. 156.

Digitized by Google

selbst nur 4607 m hoch ist. Als ältere Messungen haben wir die von Humboldt[1] zu 2414 t (4705 m) tr., im November 1801, und von Boussingault[2] zu 4669 m b., im April 1831. Humboldt selbst gelangte nur bis 2274 t (4432 m), oberhalb eines kleinen Kraters; die Firngrenze schien 140 t höher zu liegen, was sich dann durch eine trigonometrische Operation bestätigte. Am Huila (3° n. Br.) gelangte Stübel am 12. März 1869 bis zu 4800 m, wo eine tiefe und breite Gletscherspalte ihm den weiteren Weg versperrte[3]; im Höhenverzeichnis ist keine Firngrenzhöhe angegeben. Es folgt nordwärts der Vulkan von Barragan, welcher nach Karsten einige tausend Fufs (P.) über die Firngrenze emporragt, von dem wir jedoch keine Messungen besitzen. Über den Vulkan von Tolima, Mesa de Herveo bis zum Paramo de Ruiz, dem nördlichsten noch thätigen Vulkan Columbiens, in 6° n. Br., zieht sich weiterhin ein meilenlanger Schneerücken. Am Tolima ($4^3/_4$° n. Br.) mafs Humboldt Ende September die Firngrenze trigonometrisch zu 2397 t (4672 m)[4], Caldas im Jahre 1806 gleichfalls trigonometrisch, jedoch aus sehr grofser Entfernung zu 2472 t (4818 m) und Boussingault barometrisch 1831 zu 4685 m. An demselben Berge fand Stübel die Firngrenze 4567 m hoch und Reifs an der Mesa de Herveo (5° n. Br.), an der Nordseite bei 4633 m, an der Südwestseite bei 4665 m. Diese Messungen fanden im Winter 1868/69 statt. In den Paramos de Cocui liegt nach Karsten die Firngrenze 14000 P. F. (4550 m) hoch[5]. Hettner besuchte dieses Hochgebirge in den Monaten Juni und Juli. Er fand in dieser Zeit die untere Grenze des ewigen Schnees bei 4560 m (am Pan de Azucar). Im allgemeinen nimmt er jedoch für die Firngrenze den Mittelwert von 4600 m an[6].

In seinem Werk über Columbien sagt Pereira, dafs an den Bergen Puracé, Huila, Herveo und Cocui die Firngrenze bezüglich 4688 m, 4800 m, 4845 m und 4900 m hoch liege[7]. Nun ist die Gipfelhöhe des Puracé nur 4608 m; auch sind nach allen übrigen Angaben die drei letzten angeführten Höhen bei weitem zu hoch! Woher soll hier diese Höhenzunahme in der Richtung nach Nord kommen? Als

---

[1] Ann. de Chim. et de Phys., XIV, S. 42.

[2] Comptes Rendus des séances, XII (1841), S. 476.

[3] Globus, XV, S. 287.

[4] So in Centralasien, III, S. 163, wogegen in den Ann. sich 2380 t. (4650 m) angegeben finden.

[5] Z. f. allg. Erdk., N. F., XIII, S. 135.

[6] Reisen in den columbianischen Anden, Leipzig 1888, S. 314. 315.

[7] Les États-Unis de Colombie, Paris 1883, S. 75.

Digitized by Google

ältere, sicher auch zu hohe Angabe ist noch anzuführen, dafs Isaac Holton die Firngrenze für Columbien in 4785 m Höhe (15700 e. F.) verlegt, bei einer mittleren Jahrestemperatur von 34° F. (1.° 1 C.)[1]. Wir müssen hier wohl auf den Versuch verzichten, aus den angeführten Firngrenzmessungen auf einfach arithmetischem Wege einen Mittelwert zu finden. Es kommen in dieser Breite die jahreszeitlichen Schwankungen und lokalen Verhältnisse schon recht in Betracht, über welche uns jedoch bezüglich der Messungen nichts Näheres vorliegt. Vor allem scheinen uns die Angaben von Reifs und Stübel für die Vulkane Cumbal und Chiles in dieser Breite (1° n. Br.) etwas niedrig, wie im besondern auch diejenigen an der Ostseite des Pan de Azucar (2° 10′ n. Br.) zu 4424; das Vorkommen des Schnees ist hier jedenfalls orographisch bedingt. Dies zeigt sich deutlich, wenn wir die Messungen am Chiles mit denen derselben Forscher an dem nur $^1/_2{}^0$ weiter südlich liegenden Cotocachi vergleichen. Wollen wir aber die Jahreszeit der Messungen (Winter) als Grund für die niedere Firngrenzhöhe hinstellen, so müssen wir auch bedenken, dafs die Bestimmungen an der Mesa de Herveo weiter nördlich zu angenähert derselben Zeit stattfanden und höhere Werte ergaben. Von den letzten Forschern der Schneeregion giebt Hettner 4600 m auch als Mittel der Firngrenzhöhe für ganz Columbien an[2]. Indem er überhaupt betont, dafs es schwer sei, bei dem zickzackförmigen Auf- und Absteigen der Firngrenze den richtigen Mittelwert zu finden, macht er darauf aufmerksam, dafs in den letzten Jahren diese Grenze sicher zurückgegangen sei, es gehe dies nicht nur aus den Angaben der Eingebornen hervor, sondern vor allem aus dem Vorhandensein glatter unverwitterter Felsplatten dicht unterhalb der heutigen Firngrenze[3]. Die Regenverteilung ist in Columbien die allgemeine tropische, besonders nach den Äquinoktien fallen nach sonnigen Morgen gewaltige nachmittägige Regengüsse. Freilich ist Eintritt und Verlauf nicht regelmäfsig; im Norden und Westen sind die zwei Regenzeiten zu einer zusammengedrängt und namentlich gewinnen im Gebirge lokale Faktoren, zumal der Wechsel aufsteigender, Nebel und Regen bringender Tag- und absteigender, aufklärender Nachtwinde einen entscheidenden Einfluſs auf die Witterung[4]. Nach Mosquera hebt sich in der Trockenzeit trotz Wolkenbedeckung der höchsten Gipfel und gelegent-

---

[1] New-Grenada, Twenty Months in the Andes, New-York 1857, Tafel, S. 589.
[2] Siehe auch Pet. Mitt., XXXI (1885), S. 94.
[3] Hettner, Reisen, S. 319.
[4] Verh. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin, XII, S. 284.

Digitized by Google

licher Stürme die Firngrenze; zur Regenzeit ist jedoch wiederum die Kordillere verhältnismäfsig trocken und die Kälte mehr gemäfsigt. Sommer und Winter haben ihre Bedeutung verloren, ja vertauscht, ersterer ist die kühle unfreundliche Regenzeit (invierno), letzterer die Trockenzeit (verano)[1].

Es kann wohl schliefslich im allgemeinen angenommen werden, dafs im Süden unseres Gebietes die klimatische Firngrenze gegen 4700 m hoch liegt, nach den Messungen von Reifs und Stübel vielleicht auch nur 4650 m, während sie im Norden nicht über 4600 m hinaufrückt.

c. VENEZUELA.

(7°—9½° n. Br.)

Die ersten wissenschaftlichen Messungen in der Hochgebirgsregion der Kordillere von Venezuela geschahen durch den Italiener Codazzi in der Mitte unseres Jahrhunderts, worauf sie aber erst wieder in neuester Zeit 1885 bis Anfang 1886 von W. Sievers aufgenommen wurden und überhaupt eine ausführliche Erforschung des betreffenden Gebietes stattfand. Codazzi[2] giebt die Höhe der S^ra^ Merida zu 4580 m. Die Firngrenze ist nach ihm in der Trockenzeit 5430 v (4534 m), während Humboldt als von Codazzi gemessen aufserdem noch 4950 v (4133 m) anführt (Centralasien). — Sievers mafs am 27. Juni 1885 die Firngrenze an der Concha zu 4380 m b., und er nimmt darauf gestützt die Firngrenze in der Kordillere allgemein zu 4400 m an[3]. Aufser der S^ra^ Nevada de Merida, nach ihm in der Concha 4700 m, in der Coluna 4600—4650 m hoch, giebt er weiter noch die S^ra^ de Santo Domingo (4600 m) als über die Firngrenze reichend an[4]. Von diesen beiden Gebirgen ist jedoch nur das erstere von ihm erforscht worden, in welchem er 5 Schneegipfel aufzählt, die von Ost nach West sind, der Leon, der Toro, die Coluna, die Concha und der Paramo de los Parros. Andererseits ragen nach seiner Angabe

[1] Memoir on the Physical and Political Geography of New-Grenada. Translated by Th. Dwight, New-York 1853, S. 28.

[2] Résumen de la Geografia de Venezuela, Paris 1841. S. 16, 114. S. auch Compt. Rendus, XII (1841), S. 476.

[3] Mitt. d. Hamburg. Geogr. Ges., 1885—86, S. 96; 245. Die S^ra^ Nevada de Merida [Geogr. Abh., III. 1.], (1888), S. 77 etc.

[4] Sievers führt in seinen Abhandlungen noch verschiedene andere Angaben über Gipfelhöhen auf, z. B. in „Venezuela", 1888, S. 155.

Digitized by Google

noch andere Gebirgsteile über 4400 m hinaus, die keine Bedeckung von ewigem Schnee tragen, so grofse Teile des Gebirgsknotens von Mucuchies, wo er z. B. den Pan de Azucar zu 4640 m mafs, sowie einige andere Gipfel in der Nachbarschaft. Am 3. Juli fand er auf dem abgerundeten Gipfel des Pan de Azucar nur geringe Reste von Schnee in Gestalt eines kleinen Firnflecks. Diesen Unterschied des Vorkommens von ewigem Schnee in den gleichen Höhen erklärt Sievers durch orographische Verhältnisse. In der S^ra^ Nevada de Merida finden sich nach ihm stark ausgeschartete, zerrissene, klippenreiche Gipfel eines äufserst grobkörnigen Granits, durchsetzt von langen Glimmerplatten, wo Hohlformen jeder Art, wie kesselförmige Vertiefungen, karähnliche Becken, dem Schnee unter dem Schutz der steilen Wände gestatten, sich in grofsen Massen anzusammeln. Das Bergland von Mucuchies dagegen besteht aus Granit von gewöhnlicher Korngröfse und gleichartiger Zusammensetzung, welcher in der Verwitterung runde, schildbuckelartige Gipfel bildet, auf denen der Schnee dem Wind und der Sonne offen ausgesetzt ist, was insbesondere am Pan de Azucar zutrifft[1]. Aber auch am Gipfel der Coluna fand Sievers am 6. Juli, trotz ihrer grofsen Höhe, fast gar keinen Schnee, wofür er die Erklärung in der Steilheit der Wände findet. Der Unterschied in den Schneeverhältnissen der S^ra^ Merida und des Pan de Azucar zeigt sich um so auffallender, wenn wir die Niederschlagsverhältnisse in Betracht ziehen. Der letztere Gipfel und die nördlich gelegene Calutakette sind der Feuchtigkeit des Nordostpassats zuerst und mehr ausgesetzt als die südlichere Sierra; auch die Nordwestwinde treffen hier zunächst auf. Sievers bemerkt freilich noch, dafs die am Gebirgsstock der S^ra^ Nevada beobachtete Firnlinie am Nordabhang liege und andererseits der Pan de Azucar von Süden aus bestiegen wurde. Es ist nun wohl nicht angebracht, bei dem so geringen geographischen Breitenunterschied und der allgemeinen Übereinstimmung der klimatischen Bedingungen hier zwei besondere Firngrenzhöhen für die betreffenden beiden Gebirgsteile zu unterscheiden, wozu schliefslich überhaupt keine Veranlassung vorliegt. Wir können nach der ganzen ausführlichen Schilderung von Sievers die an der Concha gemessene Höhe von 4400 m nur als lokale, orographisch bedingte Firngrenze auffassen[2] und andererseits die klimatische Firngrenze sicher nicht unter 4500—4600 m ansetzen, womit die Messung

---

[1] S^ra^ Merida, S. 188, 189.

[2] Eine Zeichnung der zweifellos orographischen Firnlagerung durch Sievers befindet sich im Besitz von Herrn Prof. Ratzel.

Digitized by Google

von Codazzi übereinstimmt. Eine Unterscheidung dieser Firngrenzen macht Sievers nicht. Er giebt nicht an, ob 4400 m unterste Grenze einzelner Firnfelder (was wohl der Fall), wie er ein solches an der Concha gemessen, oder einer zusammenhängenden Kette derselben ist. 4400 m wird als allgemeine Firngrenze für Venezuela angenommen[1]; wir finden aber auch die Bemerkung, dafs der Pan de Azucar unter der Grenze des ewigen Schnees liegt (Hamb. Mitt. S. 101). Im übrigen hat Sievers die Beobachtung gemacht, dafs hier, wie in der S^ra de Santa Marta die Firngrenze im Rückgang begriffen ist. Die Extreme der Temperatur dürften nach ihm an der letzteren nur gering sein. Am 27. Juni fand er 1^h p. m. hier + 13° C., in den Nächten der Trockenheit könnte es einige Grad Kälte geben. Als mittlere Temperatur meint er + 2° bis + 3° C. annehmen zu können. Schnee fällt in der Trockenzeit (Dezember bis März) und auch zur Regenzeit oft bis 3300 m abwärts. Am 9. Juli 8^h a. m. fand Sievers den Pafs von Mucuchies (4120 m) völlig verschneit; der Schnee reichte auf der Südseite bis 3800 m herab, während er auf der Ostseite schon bei 4000 m fast vollständig verschwunden war[2].

d. COLUMBIEN 2.

(Sierra de Santa Marta.)

Das Gebirge der Sierra Nevada de Santa Marta liegt nach W. Sievers zwischen 9° 40′ und 11° 20′ n. Br., 73° 45′ und 72° 20′ w. L. v. Gr. Im Nordost steht es mit der S^ra Perijá, dem nördlichen Ausläufer der Cordillera oriental de Columbia, durch das Waldgebirge von Treinta in Verbindung. Es ist das erste Schneegebirge, welches von Europäern in der Neuen Welt gesehen wurde und deshalb für uns von besonderem Interesse. Im Jahre 1500 sahen diese Schneeberge aus der Ferne Alonso de Hojeda und Amerijo Vespucci, das Jahr darauf mehr in der Nähe Rodrigo Bastidas und Juan de la Cosa; bekannter wurde die Thatsache jedoch erst nach der Expedition des Rodrigo Enerique Colmenares, im Oktober 1510. Dafs die Höhe des ewigen Schnees von der geographischen Breite abhängig sei und bei Annäherung an den Äquator zunehme, wurde daraufhin wohl zuerst erkannt und von Petrus Martyr de Anghiera schon 1513 in

---

[1] Eine frühere vorläufige Angabe ist 4108 m. Münchener Geogr. Ges., Jahresbericht, 1885, S. 54—57.

[2] S^ra de Merida, S. 188, 189.

Digitized by Google

einem Privatbrief, wie später in seinem Werk Anglerius de Rebus Oceanicis ed. Col. 1574 ausgesprochen[1]. Man war verwundert, in solchen niederen Breiten ewigen Schnee zu finden; dann aber glaubte man ihn in sehr hohe Regionen versetzen zu müssen. Die Folge war eine Überschätzung der Höhe des ganzen Gebirges, vor allem der Gipfel. Drei und ein halbes Jahrhundert verging, bis Joaquin Acosta im Jahr 1851 als erster wissenschaftlicher Erforscher vom Süden her die Schneeregion erreichte und auch die Firngrenze bestimmte, während am Nordabhang, nach dem caribischen Meer zu, letztere überhaupt noch nicht gemessen wurde. Der Engländer Simons ist nun der Ansicht, dafs die angeblichen Schneemassen dieser Seite nichts seien als der Abglanz des stark glimmerhaltigen, weifsen, poliert erscheinenden Granits[2]. Diesem tritt jedoch Sievers entgegen; er glaubt sicher annehmen zu können, dafs die Firngrenze im Norden weiter herabreiche wegen der gröfseren Niederschlagsmenge dieses den Passatwinden ausgesetzten und wenigstens in seinen unteren Teilen ganz aufserordentlich regenreichen Abhangs[3]. Damit wäre die einfachste Erklärung dafür gegeben, dafs man vom Meere aus sehr viel mehr Schnee zu sehen glaubt, als an der Südseite. Das wirkliche Herabsteigen der Firngrenze wird wohl der Hauptgrund sein, dabei vielleicht aber auch die Farbe des Gesteins mit auf das Auge einwirken. — Jene früheren Überschätzungen des Gebirges haben sich bis in die neueste Zeit erhalten. In einer früheren Veröffentlichung[4] nimmt H. Karsten die Firngrenze zu 4500 m an und schätzt, darauf gestützt die Höhe der Sierra auf nahe an 5500 m. Später jedoch ändert Felipe Perez in seiner Herausgabe der Codazzischen Arbeiten diese Angabe in 7926 m um[5], welcher ungeheueren Höhe sich dann Karsten selbst in seinem neuen Werke „Géologie bolivarienne, Berlin 1886", anschliefst. Auch die Angabe von Pereira zu circa 6000 m ist, wie wir sehen werden, noch zu hoch. — Nach Acosta beabsichtigte Codazzi, die Erforschung der Nevada ernstlich in die Hand zu nehmen, er, der für seine Zeit in der Topographie Venezuelas so Tüchtiges geleistet hatte. Derselbe starb jedoch, ehe er das eigentliche Gebirge betreten, in Espiritu Santo am Fufse der S^ra^ Perija, im Jahre 1859. Wirklich erreicht und erforscht wurde

[1] Humboldt, Kosmos, I, S. 355, II, S. 323; wie auch kleinere Schr., I, S. 103.

[2] Proc. of the R. Geogr. Soc., III, London 1881, S. 707.

[3] Z. d. Ges. f. Erdk., XXIII, S. 81.

[4] Amtl. Bericht üb. d. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte, Wien 1856. S. 95.

[5] Jeografia general de los Estados Unitos de Columbia, Paris 1865, S. 277.

Digitized by Google

aber die Region des ewigen Schnees wiederum, wie durch Acosta vom Süden aus, durch Simons 1878—1880 und Sievers 1886. Weitere Reisende in der Umgebung und den unteren Regionen des Gebirges sind H. Karsten 1850, Elisée Reclus 1855, 1856, Reifs und Stübel 1868, Tetens 1875, John May 1878—80, Flory 1883—85[1]. — Acosta erstieg anfangs April 1851 die Schneekette im Südost bis zur Firngrenze, welche er barometrisch zu 4687 m fand. Der höchste Gipfel kann dabei nach ihm nicht über 5500 m (s. S. 24) hoch sein, indem sich der schneebedeckte Teil nicht über 1 km erstreckt, bei einer Neigung des Abhangs von ungefähr 45°[2]. Simons unternahm zwei Besteigungen. Von San Sebastian (2042 m) aus erreichte er zum erstenmal im Frühling eine Höhe von 17000 e. F. (4877 m), was der Fufs des grofsen Schneefeldes war, welches den obersten Gipfel deckt[3] (siehe unten). Anfang August 1880 gelangte er dann auf fast demselben Wege wieder bis zu derselben Höhe an einer anderen Stelle, als er wegen der Steilheit der Gehänge nicht weiter vorwärts konnte. Er befand sich aber diesmal nach seiner Angabe weit über der allgemeinen Kette der Firnfelder; den höchsten Gipfel des Gebirges, den er vor sich hatte, schätzte er höchstens 500 e. F. (152 m) über seinem Standpunkt. Den Widerspruch in seinen Messungen erklärt Simons selbst daraus, dafs er die ersten durch Aneroid, die letzten jedoch durch Siedepunktsbestimmung erhalten habe[4]. Wir können wohl die letzteren als die richtigeren ansehn. In beiden Aufsätzen giebt Simons keine besondere Messung der Firngrenzhöhe, aufser jener ersten, wenig vertrauenswerten.

Sievers brach Mitte Februar (trockenster Monat) 1886 nach der Schneekette auf, welche nach ihm aus 8—11 kleineren und gröfseren Gipfeln besteht, die durch Firnfelder miteinander verbunden sind. Die Kammhöhe (von W. nach O.) ist etwa 4600—4800 m[5] hoch. Die Gipfel sind zum Teil von schroffen Formen, einige mit den weifsen Firnmantel völlig bedeckt, andere nur in Schluchten, Spalten und Rinnen, da die steilen Abstürze dem Schnee vielfach verwehren, liegen zu bleiben. Am 19. Februar wurde die Firngrenze an der Südseite, am Fufse des Hauptgipfels, erreicht[6]. Hier findet sich unmittelbar unter dieser Linie ein ungeheures Geröllfeld in der Höhe von

[1] Sievers, A. a. O. S. 3.
[2] Bull. d. l. Soc. géol. de France, II, 9, S. 396.
[3] Proc. R. Georg. Soc., I (1879), S. 689.
[4] Proc. R. Geogr. Soc., III (1881), S. 706.
[5] Reise in die Nevada de Santa Marta. Leipzig 1887, S. 111.
[6] Verh. d. Ges. f. Erdk., XIII (1886), S. 281 (Firngrenze 4600 m).

Digitized by Google

4600—4700 m. Die Höhe des untersten Randes des Firnfeldes wurde von Dankelmann nach Sievers' Angaben auf 4710 m berechnet. Letzterer rechnet bis zu dem, von ihm Martaspitze benannten höchsten Gipfel noch 400 m[1]. Diese Angabe stimmt mit derjenigen von Simons gut überein und ist auch von der nach Acostas Schätzung berechneten von 5400 m verhältnismäfsig wenig verschieden[2].

Was das tiefste Vorkommen von Schnee betrifft, so bemerkt Simons, dafs er diesen im Dezember und Januar und öfters auch im August bis 9000 e. F. (2740 m) herab gesehen habe. Diese Höhe ist gegenüber der für Mexiko festgestellten Schneefallsgrenze von nicht unter 3000 m sicher zu niedrig, sofern flockiger Schnee, nicht Graupeln oder Hagel gemeint ist[3]. Sievers führt als Schneegrenze im August einmal 4560 m an und andererseits in einer früheren Abhandlung nur 4200 m[4], wo er für die Firngrenze 4500 m angiebt. Diese letzten Angaben waren jedenfalls nur ein vorläufig aufgestelltes Resultat. Im übrigen sagt Sievers ebendaselbst, entgegen Simons, dafs Schneefälle an einzelnen Stellen noch bis 3200—3300 m Meereshöhe eintreten. — Für die Firngrenzhöhe haben wir nach allem nur zwei Messungen an der Südseite des Gebirges, von Acosta zu 4687 m und von Sievers zu 4710 m, im Mittel also gegen 4700 m. Es ist dies eine auffallend hohe Zahl gegenüber den Messungen im übrigen Columbien und in Venezuela. Hauptsächlich ist diese Erscheinung wohl dadurch bedingt, dafs der Südabhang der Sierra im Schatten des die Niederschläge heranführenden Passatwindes liegt, die mehr lokalen Winde aber heifs und trocken auftreten; vom Westen her wird fast nur der südwestlichste Teil des Gebirges mit Feuchtigkeit versehen. Am Nordabhang dagegen ist nach Sievers kein Monat ganz ohne Regen, wenngleich auch da Januar und Februar am regenärmsten zu sein pflegen. Hier liegt deshalb die Firngrenze sicher bedeutend niedriger, bei 4600 m oder noch darunter. Auch die Vegetation zeigt eine ähnliche Verschiedenheit der Höhenlinien am Nord- und am Südabhang.

---

[1] Z. d. Ges. f. Erdk. XXIII, S. 80, 81, 130.

[2] Capt. Cochrane mafs trigonometrisch nach Acosta nur 16000 e. F. 4876 m).

[3] H. Fischer, Über die Äquatorialgrenze des Schneefalls, Leipzig 1888.

[4] Über Schotterterrassen (Separatabdruck, Geogr. Abh., II, 2), S. 22; Sra Merida, S. 164. S. auch Pet. Mitt. XXXII, S. 218.

Digitized by Google

e. MEXIKO.

Von der Schneekette der Sierra de Santa Marta (11° n. Br.) bis zu den Vulkanen am Südrande des mexikanischen Plateaus (etwa 19° n. Br.) erreicht kein Berggipfel die Grenze des ewigen Schnees. Die beiden Vulkane Fuego (4261 m) und Agua (4121 m) in Guatemala (14° 20′ n. Br.) steigen nicht in diese Zone empor, wie es Humboldt angenommen zu haben scheint. M. Wagner meint, es dürfte in dieser Breite die Firngrenze wohl nicht unter 13600 P. F. (4420 m) liegen. Er fand bei seiner Besteigung des Volcan del Agua, welche er mit Scherzer am 4. August 1854 unternahm, weder im Innern des alten Gipfelkraters, noch in den äufseren Spalten die geringsten Spuren von Schnee oder Eisbildung. Etwa drei Wochen später trug der Berg jedoch bei eintretender Abkühlung infolge eines heftigen Gewitters vier Tage lang eine leichte Schneehülle; auch soll nach Angabe der Eingebornen Schnee in den Klüften sich zuweilen im Oktober und November zwei Wochen und länger halten[1]. Ebenso giebt Frantzius an, dafs der Gipfel des Fuego von Ende Dezember bis Februar öfters wochenlang schneebedeckt erscheine[2]; dasselbe berichtet G. Bernouilli von beiden Vulkanen; nach ihm bleibt der Schnee in den schattigen Schluchten des Agua wohl bis zum Eintritt der Regenzeit im April oder Mai[3].

Unter den hohen Vulkanbergen Mexikos ragen nach Mühlenpfordt nur drei über die Grenze des ewigen Schnees hinaus, der Citlapetl oder Pic von Orizaba, der Popocatepetl und der Iztaccihuatl[4]. Humboldt führt ferner den Toluca als dauernd mit Schnee bedeckt an, als nur zeitweilig den Cofre de Perote und den Vulkan von Colima[5]. Wenn er an anderer Stelle[6] den Iztaccihuatl nicht zu den mit ewigem Schnee bedeckten Bergen zählt, trotz seiner eignen Beobachtungen, so beruht dies vielleicht auf einer zu niederen Gipfelmessung von etwas über 2350 t (4580 m), welche geringer als diejenige des Toluca zu 2372 t ist. Die frühsten Messungen der Firngrenze sind nach Humboldt jene von Sonnenschmidt, im Jahre 1770, am Popocatepetl zu 2371 t (4621 m) b. und von Alzate 1789 am Iztaccihuatl zu 2355 t

---

[1] Naturw. Reisen im trop. Amerika, 1870, S. 333, 334.
[2] Z. d. Ges. f. Erdk., III, S. 300.
[3] Pet. Mitt. 1868, S. 88; 1870, S. 437, 461.
[4] Versuch einer getreuen Schilderung der Republik Mexiko, Han. 1844, I, S. 73.
[5] Ann. de Chim. et de Phys., XIV (1820), S. 43.
[6] Kosmos, IV, S. 312.

Digitized by Google

(4590 m) b. Der berühmte Reisende stellte selbst seine Beobachtungen in den Jahren 1803 und 1804 an. Auf trigonometrischem Wege fand er die Schneegrenze an der Westseite des Popocatepetl (über 5400 m)[1] den 20. November zu 2341 t (4563 m), den 18. Januar zu 2088 t (4070 m) und am 25. Januar zu 1973 t (3845 m). Zu denselben Zeiten maſs er an der Westseite des unmittelbar nördlich gelegenen Iztaccihuatl die Firngrenzhöhen von 2305 t (4492 m), 2029 t (3955 m) und 1907 t (3717 m); ferner im Osten des Orizaba den 17. Februar 2202 t (4292 m), am Cofre de Perote den 6. Februar 1898 t (3699 m), und schlieſslich barometrisch am Toluca 2295 t (4473 m) den 29. September[2]. Eine Besteigung dieser Berge auſser dem Toluca hat Humboldt nicht vorgenommen. Als Firngrenze gewinnt er aus den drei Maximalzahlen für Popocatepetl, Iztaccihuatl und Toluca das Mittel von 2313 t (4507 m), welche er für Mexiko und die Breite von 19° überhaupt als gültig annimmt[3]. In seiner ersten Abhandlung findet sich dagegen das wohl mehr vorläufige Resultat von 2350 t (4580 m); doch ist er schon hier zu einer niederen Angabe bis 3300 t geneigt. An dem in der Nähe der pacifischen Küste liegenden Vulkan von Colima hat Humboldt selbst keine Beobachtungen ausgeführt; er schätzt die Gipfelhöhe nach eingezogenen Nachrichten über Schneefall und zeitweilige Schneebedeckung auf höchstens 1700 t (3200 m) [Ann. S. 43], ja nimmt sie wohl auch noch niedriger, zu 2800 m an [Essai I, S. 185]. Nach ihm haben verschiedene Erforschungen der mexikanischen Vulkane stattgefunden, Firngrenzmessungen sind dabei aber wenig vorgenommen worden. Einheimische Beobachtungen auf diesem Gebiete scheinen kaum vorhanden zu sein; so wird von Laverrière im Bericht über die gröſsere wissenschaftliche Expedition, insbesondere zur Erforschung des Popocatepetl, im Jahre 1857, die Firngrenze nur nach Humboldt zu 4560 m angegeben[4]. — Der Orizaba wurde im Dezember 1874 durch F. Ratzel von San Andres-Chachicomula aus bestiegen. Er berichtet[5], daſs andauernde Regen, welche durch die gewöhnlichen Nortes verursacht wurden, innerhalb der letzten vier Wochen die Firngrenze soweit herabgedrückt

[1] Eine ausführliche Zusammenstellung der einzelnen Höhenmessungen findet sich in Felix und Lenk, Beiträge zur Geologie und Palöontologie der Republik Mexiko, Leipzig 1890, I, S. 105. Es ist etwa in runder Zahl, Orizaba gegen 5500 m, Popocatepetl etwas über 5400 m hoch, Iztaccihuatl 4800 m, Toluca 4600 m und Cofre de Perote 4100 m.

[2] Centralasien, III, S. 171.

[3] Essai politique, I, S. 280.

[4] Boletin de la Sociedad mexicana de Geografia y Estadistica, VI, S. 228.

[5] Aus Mexico, Breslau 1878, S. 147.

Digitized by Google

hatten, dafs sie anstatt bei 14000 e. F. (4267 m), bedeutend tiefer lag. Dies war an der Nordwestseite, während im Süden, wie beim Aufstieg bemerkt wurde, der weifse Firnmantel viel höher zu liegen schien. Den nicht sehr deutlichen Angaben des Baron von Müller können wir nur entnehmen, dafs er im September 1856 die Firngrenze bei etwa 16500 mex. F. (rund 4600 m) gefunden hat[1].

Am Popocatepetl wurde dieselbe am 23. April 1865, an der O.S.Ostseite, in der Höhe der Stelle „La Cruz" von Dollfus, de Montserrat und Pavie zu 4300 m gemessen[2]. A. Sonntag giebt hier für die Nord- und Nordwestseite 14200 e. F. (4328 m) als Grenze des ewigen Schnees an[3]. Zugleich bemerkt er, dafs während der Regenzeit (der Sommermonate) der Schnee sich an der nördlichen und westlichen Seite oft 1000 e. F. (305 m) tiefer herab ausdehne; er selbst wurde Ende Juni im Rancho Tlamacas, in 12800 e. F. (3900 m) Höhe, durch einen Schneesturm überrascht, welcher drei Tage dauerte und den Grund bis 12 i (0,3 m) mit Schnee bedeckte, während derselbe abwärts noch bis 11700 und 11800 e. F. (3566 und 3596 m) reichte. An der Süd- und Südostseite liegt andererseits nach Sonntag die Firngrenze viel höher als im Norden; die schwarzen Linien der Lavaströme werden dort bis zum Rand des Kraters bemerkt. Felix und Lenk fanden neuerdings, im Dezember 1887, jene Grenze („die Linie, welche den zusammenhängenden Schneemantel nach unten begrenzt") an der Nordseite bei 4400 m Höhe[4], wogegen Hugo Topf in Bezug auf seine Besteigung im Juni desselben Jahres nur sagt, es sei diese an dem nämlichen Abhang etwa 1000 m hoch durch Schnee geschehen[5]. — Für den Iztaccihuatl, welcher nördlich vom Popocatepetl liegt und mit letzterem durch die 3500 m hohe Einsattlung des Passes von Puebla verbunden ist, haben wir keine Firngrenzmessungen, aufser den schon erwähnten älteren von Alzate und Humboldt. H. Lenk berichtet blofs, dafs er Mitte April 1888 auf einem kleinen Gletscher, am Südwestabhang des Hauptgipfels, den Beginn des Firnes in ungefähr 4450 m Höhe gefunden habe. — An dem weiter östlich gelegenen Vulkan von Toluca beobachtete Burkart die Schneegrenze im Norden, unmittelbar über der Baumgrenze, in 13014 rh. F. (circa 4100 m) Höhe, am 24. März 1826[6]. Der Vulkan von Colima wurde

[1] Reisen in den Vereinigten Staaten, Canada und Mexiko, Leipzig 1864, S. 391.
[2] Archives de la commission scientifique du Mexique, Paris 1867, II, S. 189.
[3] Smithsonian Contrib. to knowledge, Vol., XI. S. 53.
[4] Beiträge, S. 20.
[5] Ausland, 1888, S. 739.
[6] Aufenthalt und Reisen in Mexiko, 1825—1834, Stuttgart 1836, S. 187.

Digitized by Google

im Oktober 1852 durch Pieschel und im Jahre 1865 während der kalten Jahreszeit durch Dollfus und de Montserrat bestiegen, von letzteren aufserdem auch der nördlichere, etwas höhere Nevado de Colima. Dieser wurde von den französischen Forschern barometrisch zu 4304 m hoch gemessen, jener zu 3886 m. An geschützten Stellen der Nordseite des Nevado fand sich Schnee bis 350 m unter dem Gipfel, nach Erkundigung bei den Eingebornen nahm man aber 4004 m Höhe als untere Grenze des ewigen Schnees an[1].

Ehe wir etwas näher auf diese vorliegenden Messungen eingehen können, müssen wir kurz einen Blick auf die allgemeinen klimatischen Verhältnisse werfen. Wir befinden uns in Mexiko unter dem 19.° Breite im Gebiet der Sommerregen. Der Sommer ist die nasse, der Winter die trockne Zeit. In den höheren und gebirgigeren Teilen des Landes erleidet diese Teilung jedoch gröfsere Modifikationen bezüglich des Eintritts und der Dauer der Regen. Immerhin erhalten auch die Gebirgsmassivs der Hochebene, wie die noch höheren Vulkangipfel ihre gröfste Niederschlagsmenge während des Sommers. Deshalb haben wir an letzteren vielfach in dieser Zeit eine aufsergewöhnlich weit herabreichende Schneebedeckung, welche freilich nicht lange andauert, indem der Schnee fast sofort schmilzt, wenn er gefallen ist. Erstreckte sich die Niederschlagsverteilung der Tiefebene auch streng auf das Gebirge, so würde beim Fehlen der Zufuhr im Winter, infolge von Verdunstung und durch Schmelzwirkung der hier auch in dieser Jahreszeit noch kräftigen Sonnenstrahlen, der Schnee fort und fort zurückgehen und wir würden im Frühjahr das Minimum der Bedeckung haben; die Firngrenze würde dabei sehr hoch liegen. Die Verhältnisse sind nun allerdings anders. Auf den höheren Gebirgsmassivs des Hochplateaus haben die Niederschläge schon mehr den regelmäfsigen Charakter der höheren Breiten. Die im Winter herrschenden nördlichen Winde laden ihre Feuchtigkeit, wenn diese auch verhältnismäfsig gering ist, an den entgegenstehenden Bergwänden ab, während die niederen Teile leer ausgehen. Die vereinzelten hohen Vulkanberge bilden freilich nicht in demselben Mafse eine Windbarriere; sie nehmen betreffs der Niederschläge eine Mittelstellung ein[2]. Die Schneemenge vermehrt sich infolge dieser Niederschläge während des Winters, so dafs im Januar und Februar ein Maximum des Herabrückens der Schneegrenze vorhanden ist. Dieses Maximum ist jedenfalls konstanter als die gelegentlich eintretende ab-

[1] Archives, III, S. 51.

[2] H. de Saussure, L'Hydrologie du Mexique, Genève 1862, S. 72—74.

Digitized by Google

norme Schneebedeckung in der Regenzeit; es findet seinen Ausdruck in den oben angeführten Messungen Humboldts während der betreffenden Zeit. Als Grenzwert mag 3800 m Höhe angenommen werden. Burkart und Mühlenpfordt schliefsen sich in ihrer Schilderung den Beobachtungen Humboldts an. Dagegen hebt Sonntag vor allem die gelegentliche tiefe Lage der Schneegrenze während des Sommers hervor; dasselbe thut Baron von Müller. Am heitersten ist der Himmel von Mitte Februar bis gegen Ende April. In dieser Zeit bekämpft die Sonne besonders erfolgreich den Schnee der Hochgipfel; die Verdunstung ist dabei sehr grofs wegen des klaren Frühlingshimmels und der aufserordentlichen Trockenheit der Atmosphäre, so dafs sich der Schnee oft weit oberhalb der normalen Grenze zurückzieht[1]. Wir haben daher schon gegen Ende des Frühlings ein Minimum der Schneehülle anzunehmen. Jedoch sind die Sommerniederschläge nicht so regelmäfsig und andauernd im Gebirge wie im Tiefland. Im besondern tritt Ende Juli oder Mitte August eine längere Pause ein. Die Regengüsse bleiben auch danach seltner und geringer und hören Mitte Oktober ganz auf[2]. Bedenken wir nun noch, dafs der Schnee des Sommers von wenig andauernder Natur ist, so ergiebt sich von selbst, dafs wir Ende Herbst bis Anfang Winter, Oktober und November, oder unter Umständen auch noch später wiederum ein Minimum der Schneebedeckung der Hochgipfel haben werden, welches wir wohl als die untere Grenze des ewigen Schnees, als die wahre Firngrenze, ansehen müssen.

Alle Reisenden stimmen nun darin überein, dafs die Firngrenze an den nördlichen Abhängen des Orizaba und Popocatepetl bedeutend tiefer liegt als im Süden und, dafs sie daselbst auch weniger Schwankungen ausgesetzt ist. Im ganzen zeigt dabei der erstere, östlichere Vulkan eine dichtere Schneebedeckung als der zweite, was besonders Pieschel betont[3]. Dies erklärt sich ohne weiteres aus seiner Lage, durch welche er mehr als jener den feuchten Passatwinden ausgesetzt ist, teils auch aus der Gestalt seiner Abhänge. Auch an den westlichen und östlichen Seiten ist die Schneehülle veränderlicher als im Norden, besonders gilt dies aber vom Ost-, wie Südost-Abhang des Popocatepetl, wo öfters nur sehr wenig Schnee gesehen wird. Für die Nordseite des letzteren Berges können wir nach Felix und Lenk die Firngrenze bei 4400 m annehmen, während wir im Westen des

[1] H. de Saussure, L'Hydrologie, S. 78.
[2] Mühlenpfordt, Versuch, S. 73.
[3] Z. f. Allg. Erdk., IV, S. 397.

Digitized by Google

Popocatepetl und Iztaccihuatl nach Humboldt dieselbe 4500 m hoch haben. Am Orizaba liegt diese Grenze wohl etwas niedriger; im Westen und Norden dürfte sie hier bis 4300 m herabreichen (Ratzel). Für den Osten haben wir keine Beobachtungen, und vom südlichen Abhang wissen wir nur, dafs er verhältnismäfsig wenig Schnee trägt. Besonders auffallend, aber durch mehrfache Angaben festgestellt, ist der Rückgang der Schneebedeckung an der Süd- und Südostseite des Popocatepetl. Pieschel giebt an, dafs sich hier die Schneelinie oft bis 1000 e. F. (300 m) vom Gipfel zurückziehe[1]; auf einer Rundtour im Jahre 1853 bemerkte er vor allem wenig Schnee im Süden. Es kommt selbst vor, dafs an der letzteren Seite kein Fleckchen Schnee auf der Aschendecke bis zum Krater hinauf sichtbar ist, wie es im April 1888 durch Felix und Lenk von Atlixco aus beobachtet wurde. So geschah im April 1827 die Besteigung der Gebrüder Glennie absichtlich über den zu dieser Zeit schneefreien Südabhang[2]. Packard bemerkte im März 1885 von Puebla aus ebenfalls keinen Schnee an der südlichen und östlichen Seite des Popocatepetl[3]. Dabei ist trotz diesen Berichten doch wohl anzunehmen, dafs immer in Vertiefungen kleine Schnee- bezw. Firnlager vorhanden sind, welche aus der Entfernung übersehen werden, oder auch durch darüber geführte Asche verdeckt sind. Die Erklärung der Thatsache jenes Schneemangels ist aber jedenfalls nicht allein darin zu suchen, dafs der südliche Abhang der direkten Wirkung der Sonnenstrahlen mehr ausgesetzt ist als die Nordseite. Der südliche Teil des Popocatepetl erhebt sich 4200 m hoch unmittelbar aus der Tiefebene, während der Nordfufs schon auf dem Hochplateau steht, wo er direkt mit dem Rücken des Iztaccihuatl zusammenhängt. Der Orizaba andererseits ist besonders im Osten und Westen von kleineren Gebirgsketten umgeben, welche nach Felix und Lenk Überreste eines gröfseren Kraterrandes zu sein scheinen; in etwas gröfserer Entfernung liegen ferner hier im Süden die Sierra Negra und noch weiter im Norden der Cofre de Perote. Wir haben somit bei den beiden höchsten Vulkangipfeln Mexikos nicht einen unmittelbaren Übergang zum Hochplateau; die Wärmestrahlung des letzteren, welche besonders Humboldt hervorhebt, mag danach wohl im allgemeinen auf die Firngrenzhöhe einwirken, nicht aber in aufserordentlich starker Weise an den näher gelegenen nördlichen und westlichen Abhängen. Wichtig scheint uns aber der Umstand, dafs

[1] Z. f. Allg. Erdk. IV, S. 145; V, S. 131.
[2] Beiträge, S. 21.
[3] Proc. of the R. Geogr. Soc., VIII (1886), S. 335.

Digitized by Google

die nördlichen Seiten im Winter mit Niederschlägen versehen werden, welche an den südlichen dann fast ganz fehlen. Dazu kommen hier und im Osten warme aufsteigende Luftströme, durch welche das Schmelzen des Schnees sehr befördert wird. Dies alles wirkt wohl dahin, dafs vor allem im Frühjahre der Schnee an den südlichen und auch südöstlichen Abhängen der genannten Vulkane oft in so weiter Ausdehnung verschwindet[1]. — Die Annahme der Firngrenze im Norden des Popocatepetl zu 4328 m durch Sonntag stimmt angenähert mit der Messung von Felix und Lenk. Diese Höhenzahl findet sich in der Zusammenstellung von H. Berghaus, dort aber auch nach derselben Autorität für die Südseite 4900 m und für die Südostseite 4300 m[2]. Letztere Angaben konnten wir jedoch nicht in der betreffenden Abhandlung von Sonntag finden; wir ersahen nur, dafs diejenige für die Südseite ungefähr mit den Äufserungen jenes Forschers übereinstimmt. Die Höhe von 4300 m für die Südostseite ist dieselbe, welche Dollfus April 1865 im O.S.O. des Berges gemessen hat. Diese Zahl kann aber nach unserer Ansicht für diese Jahreszeit und diese Bergseite doch nicht als Grenze der zusammenhängenden Firnfelder angenommen werden. Sollte vor der Messung ein aufsergewöhnlicher Schneefall stattgefunden haben?

Die Gipfelhöhe des Vulkans Toluca ist nach Humboldt 4621 m, Burkart 4654 m und Dollfus 4578 m. Derselbe berührt nach Mühlenpfordt die Grenze des ewigen Schnees; nach diesem Reisenden verschwindet der Schnee im September und Oktober fast ganz, während er im Januar am tiefsten herabreicht[3]. Dollfus und de Montserrat bemerken in dem Berichte über ihre Besteigung, dafs die Spitze des Berges sich in der kalten Jahreszeit öfter mit Schnee bedecke, welcher zwei oder drei Tage liegen bleibe, immerwährender Schnee finde sich jedoch nur an wenig Orten und nur an den nördlichen Abhängen[4]. Pieschel, welcher den Vulkan am 18. Februar 1853 bestieg, giebt nichts Näheres über die Schneebedeckung. Die Messungen der Schneegrenze durch Humboldt und Burkart sind schon erwähnt worden. Diejenige des ersteren beruht auf Aussagen von Indianern; er selbst bemerkt, dafs diese leicht die wahre Firngrenze mit einigen gröfseren Firnlagern verwechselt haben könnten[5]. Burkart sagt, dafs während

[1] Anm. Ein besonderer Grund für die geringe Schneebedeckung des Südabhangs des Orizaba ist jedenfalls die Steilheit der Wände. S. Beiträge S. 47.

[2] Siehe auch Pet. Mitt. VII (1861), S. 126 No. 3.

[3] Versuch., II, S. 241.

[4] Archives, III, S. 33.

[5] Ann. de Chim., XIV, S. 45.

Digitized by Google

seiner Anwesenheit die Regel der tiefsten Schneebedeckung eine Ausnahme erlitten habe, indem Mitte März diese weiter herunterreichte als im Januar[1]. So deuten alle Angaben nur auf ein orographisch bedingtes Vorkommen des ewigen Schnees am Toluca hin. Müssen wir daher etwa die Gipfelhöhe des Vulkans von ca. 4600 m als klimatische Firngrenze annehmen, eine verhältnismäfsig hohe Zahl? Nein, diese Annahme können wir nicht machen; wir haben ja schon früher (S. 13) ausgeführt, dafs sich derartige Berge, welche kaum zur Region des ewigen Schnees emporsteigen, überhaupt nicht zur Firngrenzbestimmung eignen. Im übrigen haben wir am Toluca auch eine besonders hohe Lage der Vegetationsgrenzen. — Im Gegensatz zu diesen Verhältnissen nehmen Dollfus und de Montserrat, wie wir gesehen, am Nevado de Colima die Firngrenzhöhe schon bei 4004 m an. Nun erwähnt Humboldt nur eine zeitweise Schneebedeckung und auch Mühlenpfordt bemerkt, der Gipfel des Colima reiche nicht bis zur Grenze des ewigen Schnees. Pieschel fand auf dem Gipfel des südlich gelegenen Vulkans im Oktober keinen Schnee und erblickte davon auch von unten aus nichts bis Januar; er berichtet nur, dafs der Volcan de nieve in seinen Schluchten oft das ganze Jahr hindurch Schnee halten soll[2]. Endlich giebt Kerber an, dafs in ausnahmsweise strengen Wintern, wie während seiner Anwesenheit von 1880 zu 1881, sich auch der Feuervulkan mit Schnee bedecke[3]. Wir können so uns mit der Annahme von Dollfus für die Firngrenze, welche z. B. auch in das Lehrbuch von Guthe-Wagner übergegangen ist, nicht einverstanden erklären. Die Besteigung der französischen Gelehrten fand einmal in der kalten Jahreszeit statt und wurde der Schnee besonders an der nördlichen Seite gefunden; weiter aber können die Angaben der Eingebornen, sofern sie richtig sind, sich nur auf vereinzeltes, lokales Vorkommen in den Schluchten beziehen. Es ist doch nicht vorauszusetzen, dafs an der pacifischen Küste mehr Niederschläge vorhanden sein sollen wie an derjenigen des Golfs, wo wir den feuchten Nordostpassat haben. Jedenfalls treten weiter nördlich diejenigen der Westseite Mexikos mehr und mehr gegen diejenigen der Ostseite zurück. Nach den meteorologischen Beobachtungen scheint dieser Unterschied für 19° Br. allerdings noch nicht vorhanden zu sein. Die Zusammenstellung von Loomis[4] giebt z. B. im Osten zu Leon

[1] Aufenthalt, I, S. 187.

[2] Z. f. Allg. Erdk., S. 520.

[3] Verh. d. Ges. f. Erdk., IX, 237.

[4] Am. Jour. Sci. IV 3, 25, S. 3. Die eingeklammerten Zahlen bedeuten die Jahre der Beobachtung.

Digitized by Google

(21° 6′ n. Br., 1800 m Höhe) 72 cm (3), Tezintlan (19° 46′ n. Br.) 168 cm (3), Mirador (19° 15′ n. Br., 1100 m Höhe) 212 cm (12), Puebla (19° 3′ n. Br., 2200 m Höhe) 102 cm (3); im Westen Colima (18° 46′ n. Br., 510 m hoch) 107 cm (3), Niederschläge als Regen. Die zeitweise Schneebedeckung der Colimagipfel entspricht auch den Verhältnissen in denselben Höhen für den Osten. Bemerkenswert ist noch der Umstand, dafs Kerber an der Südseite des Volcan die Baumgrenze in 2500 m Höhe gefunden hat und hierin eine Depression gegenüber der Golfküste konstatiert, während wir im Norden des Nevado jene Grenze (nach Dollfus) erst bei 3934 m haben. Gewifs liegt in den Bodenverhältnissen der Hauptgrund des grofsen Höhenunterschiedes.

Die etwa 4100 m hohe Malinche, welche sich aus der weiten Thalebene von Puebla erhebt, soll nach Pieschel auch im Sommer in einigen Schluchten Schnee halten. Zeitweilig im Winter mit Schnee bedeckt ist der Cofre de Perote oder Nauhacampatepetl (gegen 4100 m hoch); dasselbe wird weiter noch berichtet vom Ajusco (3800 m bis 3900 m), am südlichen Ende des valle de Mexico und vom Pic von Tancitaro im Staate Michoacan.

Aus allem erkennen wir aber, wie wenig sichere Angaben uns selbst in diesem, seit Humboldt doch verhältnismäfsig viel besuchten Lande, zu Gebote stehen. Sollen wir eine mittlere Zahl der Firngrenzhöhe annehmen, so mag es mit H. de Saussure 4400—4500 m sein. Die Schwankung der unteren Grenze der Schneebedeckung ist dabei nach Humboldt etwa 700 m. Schneefälle sollen nach letzterem, wenn auch sehr selten, noch in Mexiko (Stadt, 2280 m hoch), ja in Valladolid (1950 m) im Staate Michoacan vorkommen, während nach H. de Saussure in Rio Frio (3070 m) Schnee oft zwei bis drei Tage liegen soll[1].

f. PERU UND BOLIVIA.

Südlich vom 3° s. Br. verlieren die beiden Parallelketten der Anden Ecuadors immer mehr an Höhe, bis wir in 4° bis 5° Br., im Bergknoten von Loxa, nur ein breites Plateau haben, ohne deutlich markierte Kämme und ohne gröfsere Erhebungen. Weiterhin lassen sich dann wieder zwei Längsketten unterscheiden, welche den Marañon in seinem Oberlauf einschliefsen, von denen jedoch zunächst nur die westlichere zu bedeutenderer Höhe emporsteigt. Von etwa

[1] A. a. O. S. 75.

Digitized by Google

8° s. Br. an scheinen in letzterer sich einige der kulminierenden Gipfel in die Region des ewigen Schnees zu erheben, in der Binnenkordillere aber erst da, wo in der Nähe der Quellen des Marañon beide Ketten enger zusammentreten (ca 10° Br.). Im Hochplateau von Cerro de Pasco (11° Br.) haben wir dann einen wichtigen Knotenpunkt des ganzen Gebirgssystems, von welchem aus sich auch noch eine dritte, östliche Kette zwischen Huallaga und Ucayali hinzieht, die jedoch bald sehr rasch sinkt und kaum in der Gegend ihres Ursprungs Schnee während des ganzen Jahres trägt. Da nun dieses ganze Gebiet von Nordperu noch sehr wenig, nur in den rohsten Umrissen topographisch bekannt ist, so darf man sich nicht wundern, dafs über das Vorkommen des ewigen Schnees nur wenige und sehr allgemeine Angaben vorhanden sind. Die mittlere und die westliche der erwähnten Ketten vereinigen sich in der Sierra La Viuda, in der Nähe des Passes gleichen Namens (11¼° s. Br.), welcher nach J. von Tschudi 14544 P. F. (4725 m) hoch ist[1]. Pöppig, welcher Anfang Juni des Jahres 1829 über diesen Pafs nach Cerro de Pasco reiste, giebt an, dafs der Schnee am Pic de Viuda unmittelbar daneben wenigstens 300 m über dem Weg lag[2]. An anderer Stelle[3] bemerkt er, dieser Pic sei 5—600 P. F. (162—195 m) über dem Kamme (nach ihm im allgemeinen nur 14201 P. F. (4613 m hoch[4]) völlig mit ewigem Schnee bedeckt gewesen. In dieser Art können uns freilich die Beobachtungen nur eine unvollkommene Grundlage gewähren. Etwas weiter nördlich haben wir noch für die mittlere der drei Ketten eine Angabe bezüglich der Firngrenze bei Mühry[5]. In den Bergen von Huanaco (10° s. Br.) soll nämlich dieselbe nach Archib. Smith 15—16000 P. F. hoch (4873—5199 m, Mittel 5036 m) liegen. Dafs in diesen Breiten die Firngrenze eine so beträchtliche Höhe von 5000 m und darüber erreicht, also höher liegt als unter dem Äquator, findet jedenfalls seinen Grund sowohl in den Niederschlagsverhältnissen, wie auch in der Bodengestaltung. Wohl haben wir hier die Region des Südostpassats, doch auch den längsten Weg, den dieser Wind in Südamerika vom Atlantischen

---

[1] Peru, Reiseskizzen aus den Jahren 1838—42, St. Gallen 1846, II, S. 61; dagegen nach Stielers Atlas 4655 m und im Journ. of the Am. Geogr. Soc. I, S. 114, 15968 e. F. (4867 m).

[2] Reisen in Chile, Peru und auf dem Amazonenstrom, II, S. 61.

[3] Ebenda S. 40.

[4] Frorieps Notizen der Natur- und Heilkunde (Okt. 1831), No. 680.

[5] Klimatol. Untersuchungen, Leipzig und Heidelberg 1858, S. 265 (nach Edinb. med. and surg. Journal, 1840—42).

Digitized by Google

Ocean aus zurücklegen mufs, um zu den Anden zu gelangen. Unterwegs im brasilianischen Berglande, vor allem auch noch an den Vorketten der Anden selbst, wird der bei weitem gröfste Teil der Feuchtigkeit abgeladen, so dafs nur ein geringer Rest den dahinter liegenden höheren Kämmen zuteil wird. Langsam über den erwärmten Boden ansteigend, erfährt die sich ausdehnende Luft einen vermehrten Feuchtigkeitsverlust. Vom Pacific fehlen aber in den höheren Regionen die Niederschläge fast gänzlich infolge des kalten Meeresstromes, welcher von 30° bis 4° s. Br. unmittelbar an der Küste sich befindet. In 11° und 12° s. Br. mag dann auch die Ausstrahlung des Hochplateaus von Pasco ein Hinaufrücken der Firngrenze begünstigen.

Von diesem Gebirgsknoten aus nach Süden haben wir wieder deutlich zwei getrennte Hauptketten der Anden, welche nur in etwa 15° s. Br. durch quergelagerte Ketten in Verbindung stehen. Weiterhin umschliefsen jene Gebirgsäste das Hochplateau des Titicacasees und der Laguna Aullagas; eine Vereinigung derselben kann man in den Gebirgen von Potosi und Porco, sowie den weiter südlich gelegenen Berggruppen von Lipez finden. In diesem letzten Teile, 18—22° s. Br., erreicht das Kordillerensystem in Südamerika seine gröfste Breite. Die Randketten schliefsen ein weites, teilweise wüstenhaftes Hochplateau von 3800—4000 m Höhe ein. — Der Pafs Piedra Parada der westlichen Kette in 11° 40′ s. Br. ist nach v. Tschudi 16008 P. F. (5200 m) hoch. Letzterer bemerkt, derselbe sei fast immer mit Schnee bedeckt. Im allgemeinen nimmt er jedoch für die Firngrenze der Küstenkordillere im mittleren Peru 16100 P. F. (5230 m), für die Binnenkordillere 15000 P. F. (4873 m) Höhe an[1]. Er hebt hervor, dafs die Schneelagerung sehr verschieden und vor allem bedingt sei durch die vorherrschenden Winde und die Steilheit der Abhänge. Raimondi giebt in den beiden ersten Bänden seines Werkes „El Peru" nichts über die Firnlinie und bemerkt in einem allgemeinen Aufsatz im Globus nur, die Firngrenze liege in Peru bei etwa 4800 m Höhe, indessen gäbe es auch einige Orte, wo sie sich vermöge besonderer topographischer Verhältnisse bis 6000 m zurückziehe[2]. In der westlichen Kette haben wir weiterhin jedoch verschiedene Messungen durch Pentland. Als dieser Mitte Oktober 1827 den Pafs von Los Altos de Toledo (16° 2′ s. Br.) überschritt, nach ihm 15528 P. F. (4733 m), beobachtete er am Inkocajo (15° 58′

[1] Peru, II, S. 61.
[2] Globus, 34 (1878), S. 108.

Digitized by Google

s. Br.), nahe den Quellen des Flusses gleichen Namens, die niedrigsten Spuren von Schnee in den Schluchten 1300 e. F. (396 m) über dem Wege, während die grofse Masse des Schnees den Gipfel erst 250 e. F. (76 m) höher bedeckte[1]. Die absolute Höhe des ersten Auftretens von Schnee setzt Pentland danach zu 16850 e. F. (5136 m), nimmt dies jedoch auch gleichzeitig als Höhe der Firngrenze am Inkocajo überhaupt an. Nach seinen Angaben über die Pafshöhe erhalten wir andererseits 5129 m als orographisch bedingte Grenze einzelner Schneefelder und 5205 m als Grenze für die zusammenhängende Schneebedeckung. Eine zweite Messung von Pentland, Ende März 1828, bezieht sich auf den Chipicani oder Vulkan von Tacora ($17^{8}/_{4}{}^{0}$ s. Br.). Was die Gipfelhöhe des Berges betrifft, so wird sie, wie überhaupt diejenige der meisten andern Andenberge dieser Breiten, sehr verschieden angegeben. Es mögen dabei auch Verwechselungen der Gipfel vorkommen. Pentland selbst hat in seinem Aufsatz, im 5. Band des Journal of the R. Geogr. Soc., die Höhe zu 16998 e. F. (5181 m) angegeben. Diese Angabe beruht jedoch wohl nur auf einer Schätzung; später scheint er eine selbständige Messung vorgenommen und auf seiner topographischen Karte verzeichnet zu haben, nach welcher Reck die Höhe des Berges zu 6018 m angiebt. Am Chipicani bestimmte er nun als Station barometrisch eine Höhe von 14255 e. F. (4345 m) und durch trigonometrische Messung die Firngrenze 2500 e. F. (762 m) im allgemeinen darüber; nur an der Nordseite, die mehr der fortwährenden Wirkung der Sonnenstrahlen ausgesetzt ist, lag sie noch 390 e. F. (119 m) höher. Wir haben so für die Firngrenze in absoluter Höhe bezüglich 5107 m und 5226 m. Pentland selbst nimmt schliefslich 16946 e. F. (5165 m) dafür an, was dem Mittel der beiden Messungen entspricht. Dieselbe Höhe haben wir in einem Bericht über die Reise der Ingenieure Focke und Mofsbach. Es heifst dort: „man überschritt den Engpafs am Fufse des Tacora an der Grenze des ewigen Schnees in einer Höhe von 16000 P. F. (5197 m)“[2]. Dafs die erste Angabe Pentlands für die Gipfelhöhe falsch ist, ersehen wir nun sofort; wir haben nämlich die merkwürdige Thatsache, dafs er in demselben Aufsatz die Firngrenze an der Nordseite höher als den Berg selbst angiebt[3]. —

---

[1] On the General Outline and Physical Configuration of the Bolivian Andes. Journ. R. Geogr. Soc., V, S. 80, 86. S. auch Brief an Arago, Ann. de Chim. et de Phys., XLII, S. 442.

[2] Pet. Mitt., XI (1865), S. 392.

[3] A. a. O. S. 70, 85.

Digitized by Google

Zwischen dem Inkocajo und dem Chipicani liegt der wohl meist beschriebene, gemessene und auch bestiegene Berg der Westkordillere, der Vulkan von Arequipa oder Misti, dessen Höhe aber bis heute trotzdem noch nicht sicher feststeht. So giebt Tschudi[1] 20300 P. F. (6494 m) und Curzon, wie Pentland berichtet, nur 16650 e. F. (5075 m), während eine sehr grofse Anzahl Angaben dazwischen liegen. Am genauesten ist vielleicht die mittlere Angabe von Whymper zu 18650 e. F. (5683 m), mit welcher ganz genau übereinstimmen die Messungen der Railway Survey zu 18651 e. F. und eine solche von Forbes zu 18650 e. F.[2]. Verhältnismäfsig wenig verschieden sind die Angaben von Pentland (18300 e. F. = 5578 m im Journ. V., oder auch 18373 e. F. = 5600 m z. B. bei Tschudi[3]), die trigonometrische Messung von Dolley zu 17714 P. F. (5754 m)[4], wie diejenige, wohl auf barometrischem Wege gewonnene des Dr. Coates zu 18538 e. F. (5652 m)[5]. Diesen Zahlen stehen freilich noch eine Menge anderer zwischen 6000 m und 6200 m gegenüber. Wir haben diese Ausführungen nur gebracht, weil wir über die Schneebedeckung des Misti mehrere Beobachtungen besitzen, welche nur bei Kenntnis seiner Gipfelhöhe von Wert sind. Pentland sagt, die Spitze desselben sei im allgemeinen mit Schnee bedeckt bis ungefähr 500 e. F. (152 m) unter dem Gipfel und zwar zu allen Jahreszeiten, nur selten verschwinde jener vollständig im Herbst. Weil thätiger Vulkan, meint er, möchte der Berg ungeeignet sein zur Bestimmung der Firngrenze, obgleich die benachbarten Berge, bei denen jenes nicht der Fall, den Schnee in derselben Erhebung besäfsen und von ihm sich unter denselben Umständen entblöfsten. Dann schliefst aber Pentland seine Bemerkungen mit den Worten: „Wir mögen jedoch 17200 e. F. (5242 m) als untere Grenze des Schnees an diesem Berge zu Anfang Sommer (Oktober und November) annehmen", und er setzt auch am Ende seines Aufsatzes diese Annahme gleichwertig in die Reihe seiner Firngrenzmessungen, um aus allen das Mittel zu ziehen[6]. Nach Pentlands wirklicher Beobachtung und seiner Angabe für die Gipfelhöhe erhalten wir jedoch 5426 m für die Firngrenzhöhe des Misti. Mit diesem Resultate stimmt übrigens auch seine spätere Annahme un-

[1] Reisen in Südamerika, IV, S. 342.

[2] Ralph Copland, An account of some recent astronomical experiments at high elevations in the Andes; Copernicus, III, 1883.

[3] Peru, II, S. 59.

[4] Kosmos, IV., S. 552.

[5] Journ. of the Am. Geogr. Soc., VI, S. 221.

[6] Journ., V, S. 86.

Digitized by Google

gefähr überein (s. unten). Was andere Beobachter betrifft, so sah v. Tschudi nur an der Westseite des Misti einen kleinen Schneefleck; er meint, vermöge der rauhen Südwinde vermöge der Schnee in gewöhnlichen Jahren nicht ganz wegzuschmelzen, derselbe verschwinde nur in den Sommermonaten ungewöhnlich heifser Jahre[1]. Auch van Meyen giebt an, dafs nur die südwestliche Seite an der Spitze (19. April) mit etwas Schnee bedeckt gewesen sei. Im Jahre 1873 wurde ferner der Berg durch den obenerwähnten Amerikaner Dr. Coates bestiegen. Dieser berichtet, dafs er Ende September keinen Schnee gefunden habe, nur etwas weifses Eis in den Spalten der Kraterfelsen; am nächsten Morgen sei jedoch der Gipfel ein Drittel des Weges herab in Schnee gehüllt gewesen[2]. — Etwas weiter südlich in etwa 18° s. Br., liegt der Vulkan von Sajama. Betreffs desselben sagt zunächst Pentland (in der Hertha, XIII (1829), S. 21), er reiche wenigstens bis zur Grenze des ewigen Schnees. Später bemerkt er, dieser Berg sei im März bis zur Basis in immerwährenden Schnee gehüllt, und er nimmt die Grenze zu 17100 e. F. (5210 m) an, indem er noch die Höhe des Gipfels nach trigonometrischer Messung 4800 e. F. (1463 m) darüber angiebt, d. h. absolut zu etwa 22000 e. F. (6705 m)[3]. — Diesen früheren Beobachtungen Pentlands stehen andere aus dem Jahre 1838 gegenüber, welche er Humboldt brieflich mitgeteilt hat. Sie finden sich in dem Werk „Centralasien" (III, S. 175) des letzteren Gelehrten. Zunächst wird die Firngrenze am Inkocajo (15° 58′ Br.) angeführt zu 5133 m, wo dies jedenfalls nur eine Wiederholung der früheren Angabe ist. Sodann aber haben wir, am Vulkan von Arequipa (16° 20′ Br.), diese Grenze bei 5400 m (S. 37), am Vulkan Chipicani (17° 46′ Br., 6529 m Höhe) an der Südostseite im Oktober bei 5592 m, am Vulkan Sajama (18° 7′ Br., 6662 m Höhe) bei 5925 m und endlich am Vulkan Pauchata (18° 10′ Br.) am Nordostabhang, im September bei 6120 m. Diese Höhenmessungen wurden sämtlich mittelst Triangulation bewirkt. Bei einem Unterschied von 2¼ Breitengraden, von 15° 58′ bis 18° 10′ s. Br., haben wir so einen Höhenunterschied von 986 m in Bezug auf die Firngrenze! — Ehe wir jedoch näher auf diese Verhältnisse eingehen, wollen wir erst die Ostkordillere betrachten.

In der Querkette von Vilcanota (14° 33′ s. Br.) hat Pentland im Anfang des Jahres 1838 die Firngrenze gemessen. Er giebt dieselbe

---

[1] Reisen in Südamerika 1866—68, V.
[2] A. a. O. S. 221.
[3] Journ. R. Geogr. Soc., V, S. 70.

Digitized by Google

zunächst zu 15800 e. F. (4816 m) an[1], berichtigt aber später diese Angabe zu 4928 m[2].

Weiterhin haben wir von Pentland aus der Zeit seines ersten Aufenthaltes in der Ostkette, der Kordillere von Bolivia, zwei direkte Schneegrenzmessungen. Am Illimani (16° 40′ s. Br.) fand er im Dezember an der Nordseite die niedrigste Schneespur, nahe seiner Station in 16865 e. F. (5140 m) b. Höhe. Schnee in den Schluchten reichte nicht unter 16340 e. F. (4980 m) herab. Zur selben Jahreszeit wurde von ihm die Firngrenze am südöstlichen Abhang des Tres Cruces (16° 30′ Br.) barometrisch zu 17090 e. F. (5209 m) gemessen. Korrespondierende Beobachtungen wurden in La Paz angestellt[3]. Im Jahre 1838 hat dann Pentland weitere Firngrenzmessungen vorgenommen. So maſs er Mitte November am Südwestabhang des Illimani (Gipfel 7275 m tr.) die Firngrenze zu 4755 m und ferner an vier anderen Punkten der westlichen und südlichen Abhänge derselben Kordillere zu 4832 m, 4736 m, 4782 m und 4773 m[4]. In einem Brief an Arago (Compt. R. VI, S. 831) giebt andererseits Pentland diese Höhen als 4823 m, 4736 m, 4782 m und 4775 m und bemerkt noch besonders, daſs er im Jahre 1827 die Firngrenze viel höher an der Nordostflanke der Berge gefunden habe[5]. — Später, Oktober 1847, bestimmte Pissis, wie uns Reck berichtet, am Illimani die Firngrenze zu 5260 m. Verschiedene Messungen dieser Art besitzen wir aber von dem letztgenannten deutschen Bergingenieur selbst. Dieselben erstrecken sich auf die Ostkordillere (Cordillera real, wie er sie nennt) und deren südliche Ausläufer. Am Illimani fand er Ende September 1860 die Firngrenze zu 5283 m, Mitte August 1860 in der Cordillera de los Frayles (19° 54′ Br.) zu 5265 m und am Knotenpunkt des Cuzco (20° 6′ Br.) zu 5230 m, schlieſslich Ende März 1861 am Cerro de Chorolque (21° Br.) zu 5425 m und am Nevado de Esmoraca (21° 23′ Br.) zu 5268 m[6]. Die Messungen geschahen auf trigonometrischem Wege. Aus denselben gewinnt Reck, indem er die hohe Zahl für den Cerro de Chorolque ausschlieſst, als mittlere Firngrenzhöhe 5262 m. Letztgenannten Berg hat schon vor Pentland, wie uns

---

[1] On the Site of Cuzco. Journ. of the R. Geogr. Soc., VIII (1838), S. 427 und Compt. R. VII.

[2] Comptes Rendus, VII, S. 708. In „Centralasien“ dagegen finden wir 4951 m und als Zeit der Beobachtung den Monat Juli.

[3] Journ. of the R. Geogr. Soc., V, S. 85, 86.

[4] Centralasien, III, S. 174.

[5] Die Messungen sind barometrisch, wie die früheren.

[6] Pet. Mitt., XI (1865), S. 257, 281.

Digitized by Google

dieser mitteilt, Dr. Redhead gemessen und zu 5044 m gefunden, weiter auch dessen Firngrenze im März zu 4608 m. Diese Angaben sind sicher zu niedrig; dies wird sowohl von Pentland, als auch von Reck betont[1]. Als Gegensatz fügt ersterer im besonderen hinzu, dafs der Cerro de Potosi (19$^{3}/_{4}$° Br.) bei 4890 m Höhe im Dezember völlig schneefrei erscheine, dasselbe gelte von dem 4845 m hohen Monte de Porco[2]. Die Angaben Redheads sind jedoch in verschiedene Werke übergegangen; so scheint z. B. die Firngrenzhöhe von 14200 P. F. (4613 m) für 21° s. Br. in Brommes „Atlas" zu Humboldts „Kosmos" sich gerade auf den Cerro de Chorolque zu beziehen. — Reck führt noch eine Anzahl Berggruppen an, welche hoch über seine mittlere Firngrenzhöhe hinausragen und sich doch nur selten mit Schnee bedecken. Der Cerro de Tunapa (19° 55′ Br., 5323 m hoch) trägt nur in den Herbst- und Wintermonaten Schnee. Da er mitten in der Hochebene liegt, so ist jener Mangel, wie Reck hervorhebt, wohl eine Folge der Wärmeausstrahlung seiner Umgebung. Aus gleichem Grund trägt der dicht am Ostrand der Hochebene liegende Cerro de Cuzco (5387 m) an der Nordseite nicht das ganze Jahr hindurch Schnee. Reck hat letzteren Berg zu allen Jahreszeiten beobachtet; nach ihm hat man im Süd und Ost kalte Winde wegen der Verbindung mit der Cordillera real, dagegen im Westen und Norden warme Luftströme vom Plateau. Er meint aber, die für die Südseite bestimmte Firngrenze sei auch für die Nordseite als richtig anzunehmen. — Zum Teil andere Verhältnisse bedingen die Schneelosigkeit der noch höheren Cerros de Bonete (21° 18′ Br., 5743 m hoch) und der Cerros de Guadalupe (21° 53′ Br., 5753 m hoch), im Centrum der Cordillera real, die hier freilich im Süden nur durch einzelne Berggruppen gekennzeichnet ist. Jene Berge führen nach Recks Bericht in den höchsten Regionen selten und dann nur wenig Schnee, während sie zu allen Jahreszeiten in den Faltungen der tieferen Regionen stets mit Schnee und Eis bedeckt sind. Reck meint, es müfsten oben warme Winde wehen, während sie in die Schluchten der tieferen Teile nicht hineinreichen könnten. Wir befinden uns schon jenseits der Grenze des Gebiets des feuchten Südostpassats; vielfach mögen mehr unregelmäfsige Winde einen föhnartigen Charakter tragen. In die Bergschluchten weht der Wind den Schnee zu gröfseren Massen, so dafs er sich hier, geschützt vor den

[1] Der Gipfel ist nach Reck 5624 m, nach der statist. Aufnahme von Bolivia 19600 sp. F. (5426 m) hoch.

[2] Der Cerro de Potosi ist nach Reck 4870 m hoch.

Digitized by Google

direkten Strahlen der Sonne, jedenfalls länger hält, als an den freien Abhängen.

Zur besseren Übersicht der klimatischen Verhältnisse wollen wir jetzt noch einige allgemeine Angaben von Reck anführen. Nach ihm herrscht auf der Westseite der Anden eine beständige Regenlosigkeit, denn alle feuchten Nebel, die von der Küste kommen, werden durch die grofse Hitze schnell verdampft und strömen den höheren Regionen zu, wo sie allmählich erkalten und sich daselbst erst in Regen, Hagel oder Schnee verwandeln. Das Regengebiet liegt östlich der Anden und verbreitet sich über ganz Bolivia[1]. In den Tiefebenen herrscht steter Frühling, bei welchem Regen mit gutem, trockenem Wetter abwechselt, in den höheren Regionen aber eine Regen- und eine Trockenzeit von bestimmter Dauer. In den oberen Regionen der Punas und Cabezeras de los valles beginnt die Regenzeit in der Regel Mitte November und schliefst mit Ausgang März, einen festen Termin des Beginnens und Aufhörens giebt es jedoch nicht. Je höher und je weiter nördlich ein Gebiet liegt, desto früher beginnt die Regenzeit. Im Gebirge haben wir dann Regenschauer zu allen Tageszeiten, fast stets von sehr heftigen Gewittern, Hagel und Schnee begleitet. Wenn es unten regnet, schneit und hagelt es zumeist in der Puna brava [12000 P. F. (ca. 3900 m) bis zur Firngrenze]. In Portugalete ($21^1/_4{}^0$ Br., 4290 m hoch) schneite es z. B. Dezember bis Februar, während in San Joaquin (3240 m) nur Regen fiel, Schnee erst auf 750 m höheren Bergspitzen. Die Schneefälle in den höchsten Gebirgsregionen sind weniger an bestimmte Zeiten gebunden, doch fallen sie meist in die Regenzeit, sowie in August und September. Andererseits fügt aber Reck seinen Firngrenzangaben die Bemerkungen hinzu, einmal, dafs es Mitte August nie regnet, jedoch schon häufig Regen, Schnee und Hagel Ende September fällt, dann, dafs es Ende März nur selten regnet. — Diese ganzen Schilderungen beziehen sich wohl hauptsächlich auf die Gebiete in der Nähe der Ostkordillere, wo sich Reck vorzugsweise aufhielt; in den allgemeinen Grundzügen werden sie aber auch für den Westen gelten. — Wenden wir uns jetzt wieder unseren Firngrenzhöhen zu, zunächst in der Westkette. Wie verhalten sich dieselben in Bezug auf die jahreszeitlichen Schwankungen, wann haben wir das Maximum, wann das Minimum der Schneebedeckung? Alle Messungen, nur die erste am Chipicani ausgenommen, wurden von Pentland im September und Oktober vor-

[1] In Cochabamba (2208 m) war 1883 die Regenmenge 636 mm (Januar 164 mm, Juni 0 mm), Temperatur 17,3° C. Österr. meteor. Zeitschr., 1885, S. 370.

Digitized by Google

genommen, Monaten, welche auf der Nordhemisphäre März und April entsprechen, wo bei uns die Schmelzarbeit der höher steigenden Sonne an der winterlichen Schneedecke eben erst begonnen hat und die Firngrenze durchaus noch nicht auf ihr spätsommerliches Minimum zurückgedrängt ist. Hiernach müfsten unsere Höhenangaben wenig von einem Minimum der Erhebung, d. h. einem Maximum der Schneebedeckung entfernt sein. Es liefse sich dann jedenfalls am leichtesten der grofse Sprung innerhalb eines so geringen Breitenunterschiedes erklären. Auch scheinen ja einige der Angaben über die Schneehülle des Misti darauf hinzudeuten, dafs Anfang Herbst, wie bei uns, der weiteste Rückgang des Schnees vorhanden ist. — Werfen wir nun einen Blick auf die Niederschlagsverhältnisse. Sicher erhält die peruanische Westkette ihre hauptsächlichsten Niederschläge im Sommer, ja wir möchten behaupten, dies sei in unserer Breite fast ausschliefslich der Fall. Der geringe Betrag von Feuchtigkeit, welcher im Winter durch Ostwinde herangetragen wird, kondensiert sich wohl vollständig an der Ostkordillere; die von der pacifischen Küste aufsteigenden Nebel können aber kaum in Betracht kommen. Auch von Nord- und Südwinden ist keine Zufuhr zu erwarten. Ist dies so richtig, dann haben wir Ende der Regenzeit (März) ein Maximum des Schnees anzunehmen. Wohl steht in jener Zeit die Sonne senkrecht, mit der Wirkung ihrer Strahlen vereinigt sich die Ausstrahlung der Hochebene; wir müssen aber auch bedenken, dafs dann die Berggipfel zumeist in Wolken gehüllt sind. Überhaupt wird auch die Temperaturschwankung in den Höhen von 5000 bis über 6000 m nicht allzu bedeutend sein. Im Winter jedoch mufs bei fortwährender Verdunstung und der Schmelzwirkung der selbst dann in dieser Breite noch kräftigen Sonnenstrahlen, welche jetzt durch heiteren Himmel begünstigt wird, die Schneedecke mehr und mehr zurückgehen; seltenere kleine Schneefälle können nur kurzen Aufschub veranlassen. Wir haben dann jenen Zustand, welchen H. de Saussure in seinem Werk: „Coup d'oeil sur l'hydrologie du Mexique" hervorhebt (S. 28), dafs die geringste Schneebedeckung Ende Frühling eintritt, was im allgemeinen eine sehr hohe Lage der Firngrenze einschliefst, wie es nun thatsächlich in der peruanischen Westkette der Fall ist. Die Höhenangaben müssen wir natürlich als im ganzen richtig voraussetzen. Sollte sich denn auch unter 18° 10′ s. Br. die Schneebedeckung noch weit über 6120 m zurückziehen! Wir sind mithin geneigt, die Messungen Pentlands für die Westkordillere im September und Oktober dafür zu nehmen, dafs sie den höchsten Stand der allgemeinen Schneedecke, d. h. die klimatische Firngrenze kennzeichnen. In den Schluchten

Digitized by Google

wird sich natürlich der Firn noch viel tiefer herabziehen, was man jedoch aus der Entfernung schwer zu sehen vermag. Beobachtete doch Pentland Ende März den Sajama bis zur Basis im Schnee (S. 38), d. i. nach seiner trigonometrischen Messung etwa 1463 m unterhalb des 6662 m[1] hohen Gipfels, und fand später diese Grenze im Oktober bei 5925 m. Ein ähnliches Verhältnis haben wir bezüglich des Chipicani. Hier fand Pentland Ende März, während seines ersten Aufenthaltes, die Schneegrenze zu 5165 m (N. 5226 m) und dann im Oktober 1838 dieselbe am Südostabhang 5592 m hoch. Was den Misti betrifft, so beobachtete Coates bei seiner Besteigung ja gerade Ende September, also Ende des Frühlings, völlige Schneelosigkeit. Deshalb können wir die anderen Angaben, welche letztere Erscheinung nur in den Sommer oder Herbst verlegen, auch nicht als besonders beweiskräftig ansehen, zumal sie nur auf Angaben der Eingeborenen zu beruhen scheinen. Sind hier in Peru vielleicht ähnliche Ansichten über Winter und Sommer wie in Columbien?

Für die Ostkordillere liegen die Verhältnisse insofern etwas anders, dafs auch hier im Winter das Hochgebirge zeitweilig gröfsere Niederschläge erhält, wogegen der Hauptbetrag jedoch immerhin in den Sommer fällt. Unsere Frage wird hierdurch eine mehr verwickelte, ähnlich wie in Mexiko; wir haben ein Minimum der Schneebedeckung im Beginn der Regenzeit (November, Dezember) und wieder ein solches kurz nach dem Ende derselben (März, April). Letzteres ist jedenfalls für die Ostkette das wesentliche. Im übrigen werden die Schwankungen natürlich sehr verschieden in den einzelnen Jahren sein. In die Monate November und Dezember fallen die Messungen Pentlands; in ihnen drückt sich vor allem ein tiefes Herabreichen des Schnees an den südlichen und westlichen Abhängen aus. Zu bedauern ist wieder, dafs die näheren Angaben, insbesondere über die orographischen Verhältnisse fehlen. Die Messung von Pissis am Illimani würde dem ersteren Maximum der Firngrenzerhebung entsprechen. Auch die Beobachtungen von Reck scheinen auf letzteres hinzudeuten, wenn wir dabei die anormalen Verhältnisse bezüglich der geographischen Breite beachten. Die Thatsache der höheren Lage der Firngrenze in diesen Gebieten als diejenige unter dem Äquator, wie sie ja schon unter 10° bis 11° s. Br. konstatiert wurde, ist nicht ein vereinzeltes Vorkommen. Im Gegenteil, es ist durchaus nicht zu verkennen, dafs wir polwärts hier in Peru und Bolivia nicht nur kein Sinken, sondern sogar ein deutliches Ansteigen der Firngrenze haben, was besonders

[1] Centralasien, III, S. 175; Stielers Atlas, 1888/89, dagegen giebt 6415 m.

Digitized by Google

in der Westkette hervortritt. Der eine Grund hierfür liegt in den Niederschlagsverhältnissen, die ja schon näher betrachtet wurden; aufserhalb der Passatzone nehmen die Niederschläge mehr und mehr ab. Zweitens aber ist vom gröfsten Einflufs die Bodengestaltung, indem das Hochplateau gerade im Süden, in der Region der geringeren Niederschläge seine gröfste Breite erreicht, dabei auch schon, infolge der mangelhaften Bewässerung, hier einige Grade nördlich vom Wendekreis wüstenhaften Charakter zeigt, im ganzen aber deshalb durch seine Ausstrahlung aufserordentlich dahin wirkt, die Firngrenze hinaufzurücken. Dafs letztere in der Westkordillere vor allem so hoch liegt, folgt einfach daraus, dafs die angeführten Ursachen dort in verstärktem Mafse wirken. Die Annahme von Pentland, es bedinge in dieser vulkanischen Kette inneres Feuer wesentlich die hohe Lage der Firngrenze, scheint uns, wie schon Humboldt im Hinblick auf andere thätige Vulkane, insbesondere diejenigen Ecuadors, hervorhebt, wenig stichhaltig; wir meinen jedoch, dafs wohl die Farbe des Gesteins indirekt durch Förderung der Ausstrahlung von einiger Bedeutung sein mag. Überblicken wir noch einmal das ganze Gebiet, so haben wir im Westen von 10° bis 18° 10′ Br. einen Anstieg der Firngrenze von etwa 5000 m auf 6120 m, wobei diese sich zunächst bis gegen 16° Br. auf ziemlich gleicher Höhe zu halten scheint, um dann plötzlich sich zu heben. Südlich vom Sajama bis 22° s. Br. und vielleicht noch weiter mögen kaum Gipfel die Region des ewigen Schnees erreichen, welche hier jedenfalls auch nicht unter 6000 m zu erwarten wäre. In der Ostkette zeigt sich, entsprechend der geringeren Höhendifferenz, ein mehr gleichförmiger Verlauf der Firngrenze; von etwa 4900 in 14° s. Br. steigt dieselbe auf 5300 bis 5400 m in 22° s. Br. Ziemlich widersprechend stehen die letzten Messungen von Pentland in der Umgebung des Illimani allen übrigen in diesem Gebiet gegenüber. Wir haben eine Differenz von etwa 500 m, die wohl nicht allein durch verschiedene Exposition zu erklären ist. Mittelwerte der Firngrenzhöhen für die beiden Ketten aufzustellen, scheint uns unter den obwaltenden Verhältnissen wenig angebracht; sie können an sich, wie diejenigen von Humboldt nach den Messungen Pentlands (für die westliche Kette 5646 m, für die östliche 4853 m), kaum ein richtiges Bild gewähren. Jedenfalls für falsch mufs es erklärt werden, die einzelnen Firngrenzhöhen, welche in ganz verschiedenen Jahreszeiten und in ganz verschiedenen Breiten, bei rascher Änderung der klimatischen Faktoren gemessen wurden, gleichwertig zur Bildung eines arithmetischen Mittels heranzuziehen. Derart sind aber Reck,

Digitized by Google

wie Pentland verfahren, wobei letzterer, wie schon bemerkt wurde, einmal am Inkocajo die orographische Firngrenze und am Misti seine blofse Annahme mit in Rechnung bringt. Sicher kann man auch nicht, wie er es gethan, die wesentlich anders bedingten Firngrenzen der West- und Ostkordillere ohne weiteres zur Gewinnung eines Mittelwertes benutzen.

g. CHILE UND ARGENTINIEN.

Auf der Grenze der tropischen und subtropischen Zone liegt die Wüste Atacama, ein Gebiet, welches fast durchaus als regenlos zu bezeichnen ist. Im Osten der letzteren, am westlichen Rand des inneren Hochplateaus, erheben sich hier verschiedene, anscheinend erloschene Vulkane, welche den Hauptkamm der Anden kennzeichnen, zu bedeutender Höhe, bis in die Region beständig gefrorener Dunstniederschläge. Wie steht es hier mit der Firngrenze, den Schneeverhältnissen überhaupt?

Die Nachrichten sind spärlich, genauere Untersuchungen fanden bis in die neueste Zeit nur statt behufs Ausbeutung der Mineralschätze. Zu nennen sind vor allem die Expeditionen von R. A. Philippi 1853—54, Pissis 1860 und diejenigen von F. Philippi und Bertrand im Jahre 1884. Von Schnee ist in kaum einem der Berichte die Rede, einmal streifte man nur die höchsten Gebirgsregionen und dann, was die Hauptsache ist, geht aus allem hervor und ist durch die klimatischen Verhältnisse sehr leicht erklärlich, fällt überhaupt sehr wenig Schnee und noch weniger bleibt während des ganzen Jahres liegen. Wolkenbedeckung ist fast nie vorhanden, ein ewig klarer Himmel läfst die heifsen Strahlen der Sonne zu ihrer vollen Geltung kommen. Keinesfalls kann man von grofser Schneebedeckung sprechen. In seinem Aufsatz über die Wüste Atacama erwähnt R. A. Philippi den Llullaillaco (ca. $24^{3}/_{4}^{\circ}$ s. Br.) als den höchsten Gipfel, 19—20000 P. F. (6172—6496 m) hoch, und nennt ihn schneebedeckt; Schnee sei jedoch nur auf sehr wenigen Gipfeln vorhanden. Immerhin nimmt er als Firngrenze für die Wüste Atacama eine Höhe von 16000 P. F. (5200 m) an[1]. Pissis dagegen bemerkt in seiner Geographie von Chile, dafs der Llullaillaco nur auf der Südseite einen kleinen Schneefleck trage, dessen unteres Ende 5986 m hoch sei, wobei

[1] Pet. Mitt., II (1856), S. 60.

Digitized by Google

er den Gipfel selbst zu 6173 m Höhe annimmt[1]. Mit letzterer Angabe steht auch im Einklang, dafs F. Philippi am Licancaur (22° 40′ s. Br.), also nur zwei Breitengrade weiter nördlich, nach dem Bericht seines Vaters ebenfalls nur einen kleinen Fleck Schnee beobachtete und zwar ebenfalls an der Südseite. Dieser letztere Vulkankegel wurde von Bertrand 1884 trigonometrisch zu 5950 m gemessen[2]. Kurz vorher, im Sommer desselben Jahres, bestieg Steinmann von der Stadt Atacama aus den Berg bis 5400 m b., von wo aus er den Gipfel noch 400 m höher hielt[3]. Er erwähnt nichts von Schnee, wie auch nicht Santilices, über dessen gelungene Besteigung R. A. Philippi berichtet[4]. — So geht aus allem hervor, dafs wir hier in der Wüste Atacama durchaus keine zusammenhängende Schneehülle der Berge haben, d. h. keine klimatische Firngrenze; jedenfalls dürften wir sie nicht unter 6000 m annehmen, in welchem Fall jedoch auch kaum einige Gipfel sie erreichen würden. Dies mag für den ganzen Gürtel von etwa 23° s. Br. bis zum Llullaillaco und noch darüber hinaus gelten. Schwer sind freilich zu vereinen die Angaben von Pissis und R. A. Philippi in Bezug auf letzteren Berg, teilweise nur aus der verschiedenen Zeit der Beobachtung zu erklären. So gut sonst die Beobachtungen von Philippi sein mögen, hier haben wir es bei ihm nur mit einer Schätzung zu thun; entgegen steht ja auch seine eigene Angabe für den Licancaur. Es wäre sonst bei dem geringen Breitenunterschied von nur zwei Grad und denselben klimatischen Verhältnissen der Sprung unerklärlich. Vielleicht hatte kurz vor der Reise von R. A. Philippi einer jener aufsergewöhnlichen, orkanartigen Regengüsse (im Gebirge als Schneesturm) stattgefunden, welche erst in Zeiträumen von mehreren Jahren eintreten sollen (s. S. 47)[5]. Sonderbar ist, dafs Bollaert nach dem Bericht von Philippi an die Regierung angiebt, die Firngrenze habe dieser ungefähr 4500 m bis 4800 m (5380 bis 5770 varas) hoch gefunden, wobei er freilich hinzufügt, dies sei etwa 17310 e. F. (5276 m)[6]. Sicher zu niedrig ist somit auch die wohl nicht auf eigenen Beobachtungen beruhende Firngrenzangabe

---

[1] Geografia fisica de la republica de Chile, Paris 1875, S. 198. — Fr. San Roman giebt 6600 m als Gipfelhöhe. (Revista de la Direccion de Obras Publicas de Chile, Santjago I, 1890, S. 60.)

[2] Pet. Mitt., XXXIII (1887), S. 155. — San Roman hat 5997 m.

[3] Verh. d. Ges. f. Erdk., 1884, S. 214.

[4] Eine Besteigung des Licancaur, Ausland, 1887, S. 293.

[5] S. Hann, Klimatologie, S. 376, sowie Z. der österr. Ges. f. Meteorologie, VI (1871), S. 29.

[6] Journ. of the R. Geogr. Soc., XXV (1855), S. 170.

Digitized by Google

von F. Fonck für die Wüste Atacama von gegen 5000 m[1]. Die Angabe Philippis von 5200 m können wir sicher nicht einmal als orographische Firngrenze auffassen; nach Pissis läge diese ja am Llullaillaco bei etwa 5900 m, und in derselben Höhe müfste sie am Licancaur angenommen werden. Jedenfalls haben wir in dieser Zone, im Gebiete des südlichen Wendekreises, anschliefsend an die Verhältnisse der peruanischen Westkette, die höchste Erhebung der Firngrenze, nicht allein von Amerika, sondern der ganzen Erde. Am nächsten kommt dann in der Höhe aufserhalb Amerikas die Firngrenze am nördlichen Abhang des Himalaya auf dem Hochlande von Tibet, wo sie 5670 m nach Webb[2], ferner an der Nordseite des Karakorum, wo sie 5970 m nach Schlagintweit beträgt, und vielleicht noch diejenige an den äquatorialen Vulkanen Ostafrikas. Diese sehr bemerkenswerte Thatsache betont auch Pissis[3], indem er als wesentliche Ursache angiebt, dafs die Niederschläge beinahe absolut fehlen und, dafs der Schnee nur in grofsen Intervallen, während selten eintretender Orkane (huracanes) fällt[4]. Trotz einer Temperatur weit unter dem Nullpunkt verdunstet jener auf den höchsten Gipfeln nach und nach und verschwindet endlich ganz, da die Sonne in der sehr verdünnten und der Feuchtigkeit fast ganz entbehrenden Luft ihre volle Energie im Laufe des Tages entwickeln kann.

Hinter den hohen Vulkangipfeln des Hauptkammes der Anden findet sich weiter landeinwärts ein hier noch ziemlich breites Hochplateau von etwa 3500—4000 m Höhe. Unsere Kenntnis dieses Gebietes ist noch immer sehr mangelhaft, wenn auch die Expedition von Bertrand wieder mehr Aufklärung gegeben hat[5]. Ebenso fehlt uns die sichere Grundlage über die noch weiter östlich liegenden Randketten. Wir haben hier wohl auch einige gröfsere Gipfelhöhen, welche die Region des ewigen Schnees erreichen (z. B. Nevados de Cachi, 6000 m hoch nach Stielers Atlas 1888/89)[6], da jedenfalls die Niederschläge hier etwas gröfser sind als im Westen. — Von etwa dem

---

[1] Chile in der Gegenwart, Berlin 1870, S. 14.

[2] Humboldt, Centralasien, III, S. 186.

[3] A. a. O., S. 199.

[4] Vielleicht bestehen die zeitweiligen Niederschläge in diesen höchsten Regionen überhaupt nicht aus Schnee, sondern aus Graupeln, wie sie so häufig in den höheren Teilen der Alpen fallen, oder selbst aus Hagel, ähnlich wie es die Reisenden von den Gipfeln des abessinischen Hochlandes berichten (z. B. Stecker, Ausl. 1884, S. 504). Siehe H. Fischer, Aequat. Gr., S. 166.

[5] Memoria sobre las cordilleras del disierto de Atacama, Santjago 1885.

[6] 6500 m nach San Roman.

Digitized by Google

26. Breitengrad an nimmt das Hochplateau mehr und mehr an Breite ab, oder verliert vielmehr zunächst seinen früheren einheitlichen Charakter dadurch, dafs es durch eine Längskette in zwei Hauptteile zerlegt wird. Ungefähr vier Breitengrade weiter nach Süden (in 30° s. Br.) treten dann aber die östlichen Ketten ganz gegen den westlichen Hauptkamm zurück, die Anden erstrecken sich von hier ab als wesentlich einfacher Zug bis in die Südspitze des Kontinents.

Wie die Bodengestaltung, so bleiben die klimatischen Verhältnisse und damit in unmittelbarem Zusammenhang die Schneebedeckung des Gebirges noch ein ganzes Stück südwärts der eigentlichen Wüste Atacama so ziemlich dieselben; für den Kamm der Anden tritt erst südlich vom 30.° s. Br. eine bemerkenswerte Zunahme der Niederschläge ein[1]. — Das Gebiet des San Franziscopasses (26° 40′ s. Br., 4875 m hoch) wurde auf Veranlassung des Engländers Wheelwright zur Ermittelung einer Bahnlinie über die Anden durch die Ingenieure Flint und Narenjo erforscht. Ersterer giebt die Pafshöhe zu 4878 m, letzterer zu 4870 m an. Berichte über diese Untersuchungen haben wir von Wheelwright selbst[2], wie auch mehr ausführlich nach des letzteren Angaben von H. Burmeister[3]. Der Pafs trägt hiernach keinen ewigen Schnee, trotz grofser Kälte in diesen hohen Regionen. Der Schneemangel ist eine Folge der aufserordentlichen Trockenheit der Atmosphäre und der fortgesetzten Ausstrahlung des von der Sonne durchwärmten Bodens. Im Winter (Mai bis November) kommen auf dem Hochplateau wohl heftige Schneestürme vor; der Schnee hält sich aber nur in den Schluchten und am Fufs steiler Gehänge, wohin er vom Winde getrieben wird, den ganzen Winter hindurch und auch bis in den Sommer hinein. Auf der argentinischen Seite, wo überhaupt das Klima feuchter ist, finden sich dann wohl Schneebänke bis 4½ m Tiefe. Dagegen soll nach Burmeister der von ihm zu etwa 5220 m angegebene Vulkan von Copiapó (27° 10′ s. Br.), welcher weiter südöstlich auf dem Kamm der Hauptkette liegt, mit ewigem Schnee bedeckt sein[4]. Am Cerro del Bonete (27° 30′, 6000 m hoch nach Moussy) liegt nach demselben Gelehrten die Firngrenze bei vielleicht 14500 P. F. (4710 m)[5], während sie freilich an anderer

---

[1] S. Regenkarte von Tripp, Scott. Geogr. Magazine, 1889, S. 297.

[2] Journ. R. Geogr. Soc. XXXI (1861), S. 155.

[3] Pet. Mitt., X (1865), S. 86.

[4] Physikal. Beschreibung d. argent. Republik, Buenos Aires, 1875, S. 219; (Stielers Atlas 6000 m).

[5] Ebenda, S. 215 und 228; s. auch Pet. Mitt., VI (1860), S. 369.

Digitized by Google

Stelle von ihm nur zu 14000 P. F. (4548 m) angegeben wird[1]. Dabei erwähnt er noch, dafs er die Plateauhöhe zu 13047 P. F. (4200 m) b. gemessen habe. Überall findet sich hier scherbenförmiger Steinschutt, jedenfalls eine Folge des abnormen Temperaturwechsels; darauf machen auch Darwin, d'Orbigny und R. A. Philippi aufmerksam. Ferner haben wir am Portezuelo de Como Caballos (27° 40′ s. Br.) nach Gillis die Firngrenze in 14784 e. F. (4506 m) Höhe, wie sie auch von Burmeister angeführt wird, — J. M. Gillis hielt sich während der Jahre 1849—52 in Chile auf, als Leiter einer von der Regierung der Vereinigten Staaten von Nordamerika ausgerüsteten astronomischen Expedition. Von Valparaiso aus unternahm er zwei längere Ausflüge in das Innere des Landes, einen nach den nördlichen und einen andern nach den südlichen Provinzen. Dabei scheint er jedoch weder Zeit noch Gelegenheit gehabt zu haben, das Hochgebirge selbst kennen zu lernen. Seine Angaben in dieser Hinsicht beruhen auf den Mitteilungen einheimischer Gelehrten, für den Norden, wie er selbst angiebt, fast ausschliefslich auf denen von Domeyko[2].

So ist die eben angeführte Firngrenze für den Como Caballos-Pafs sicher auf letztere Autorität zurückzuführen. (S. dagegen Burmeister, Pet. Mitt., VI, S. 369.) Wir finden über die betreffende Reise Domeykos bei Gillis die folgende Bemerkung: „Obgleich Schnee auf den südlichen Seiten der Kegelberge gesehen wurde, die etwas höher als der Pafs waren, und sogar in tiefen Schluchten weiter abwärts, so wurde doch keiner auf jenem (14522 e. F. = 4425 m hoch) gefunden.“ Dies war in den letzten Tagen des März. — Die Firngrenzhöhe von 4500 m, wie sie uns Cuadra nach Domeyko für die Kordillere von Copiapó unter 28° s. Br. giebt[3], bezieht sich jedenfalls auch auf den Portezuelo de Como Caballos; dieselbe Angabe finden wir ohne Quellenbezeichnung bei Ochsenius[4], wie bei Fonck. Dagegen hat Perez-Rosales für diese Breite 4900 m[5] und Latzina als angenähert einige 5000 m[6]. — In der östlich den Anden vor-

[1] Physikal. Beschreibung, S. 202.

[2] The U. S. Naval Astronomical Expedition to the Southern Hemisphere during the years 1849—52, Wash. 1855, I, S. 7; Firngrenztabelle, S. 11. — Mac Rae, der Begleiter von Gillis, welcher die Anden in der Nähe der 33° s. Br. überschritt (II. Bd.), giebt nichts über die Firngrenze.

[3] Apuntes sobre la jeografia fisica i politica de Chile, Santjago 1868, Firngrenztabelle I, S. 77.

[4] Chile (Wissen der Gegenwart, 22. Bd.), 1884, S. 65.

[5] Essai sur le Chile, 1857, Tabelle, S. 59.

[6] Geografia de la Republica Argentina, Buenos Aires 1888, S. 53.

Digitized by Google

gelagerten Sierra Aconquija (27° s. Br., 66° w. L. v. Gr.), welche nach Tschudi sich bis 16000 P. F. (5200 m) erheben soll[1], nimmt Burmeister die Firngrenze 4500 m hoch an [andererseits freilich auch zu 12000 P. F. (3898 m)][2]. Zweierlei Angaben finden wir von Pissis, indem dieser einmal sagt, dafs sich der ewige Schnee am Cerro de Potro (28° s. Br.) bis 5200 m erhält, dann aber in seiner Firngrenztabelle für die Cordillera de Copiapó unter 28° Br. diese Linie zu 5500 m anführt[3]. — Jedenfalls ist hier die Höhenangabe von Pissis etwas hoch gegriffen, aber wohl näher der Wirklichkeit, als die 1000 m niederere von Domeyko. Vielleicht beruht letztere nur auf einem Messungsfehler der Höhe des Passes Como Caballos, da wir diese in Stielers Atlas ja zu 5200 m finden. Wir befinden uns, wie schon oben bemerkt, noch im südlichsten Zipfel der regenlosen Zone; auch der Plateaucharakter ist noch vorhanden, wennschon in nicht so ausgesprochenem Mafse als weiter nördlich. — Immer müssen wir beachten, dafs die bedingenden Faktoren innerhalb der letzten fünf Breitengrade sich nicht wesentlich geändert haben, also auch kein grofser Sprung in der Firngrenzhöhe eintreten kann. Wohl ist letzterer aber nach den veränderten Verhältnissen einige Grade weiter südlich zu erwarten. Auch die Höhe von 4700 m wird als Firngrenze für den Cerro del Bonete (27° 30′) zu niedrig sein; ein Gleiches gilt selbst noch von der Angabe zu 4900 m (Perez-Rosales) für 28° Br., dagegen erscheint uns hier jene von Latzina (5000 m) mehr wahrscheinlich. Dafs der San Franzisco-Pafs bei gegen 4900 m Höhe nicht mit ewigem Schnee bedeckt ist, entspricht nur den in seiner Breite vorhandenen topographischen und klimatischen Verhältnissen. Wir meinen, auch an orographisch begünstigten Stellen könne in dieser Breite von 26° 40′ der Schnee sich nicht das ganze Jahr unter einer Höhe von 5000 m halten, während eine zusammenhängende Schneebedeckung überhaupt nicht vorhanden zu sein scheint. Was die Sierra Aconquija unter derselben Breite betrifft, so ist zu bemerken, dafs hier im Osten die Niederschläge, wenn auch nicht bedeutend, doch sicher gröfser sind als im Gebiet des Hauptkammes der Anden und, dafs auch die ausstrahlende Wirkung des Plateaus wegfällt. Trotzdem dürften 4500 m als Firngrenze zu niedrig gegriffen sein, wenn wir bedenken, dafs wir dieselbe unter 28° Br. in der Andenkette wohl

---

[1] Pet. Mitt., Ergänzungsband I. — Dagegen finden wir 15000 P. F. (4873 m) in „Reisen in Südamerika", I, S. 11.

[2] Pet. Mitt., XIV (1868), S. 41.

[3] Tabelle zur Geografia fisica, nach Hann, Handb. d. Klimatologie.

Digitized by Google

über 5000 m, vielleicht mit Pissis noch zu 5200 m annehmen müssen. — Weiter südlich haben wir zunächst nur Angaben des letzteren Forschers. In 29½° Br. bleiben nach ihm auf der Höhe des Portillo de Doña Ana, in der Höhe von 4670 m, im Sommer nur einige Schneeflecken an Orten, an welchen die Felsen die direkte Wirkung der Sonne verhindern. Weiter finden wir in seiner Tabelle für 30° Br. die Firngrenze zu 4900 m und für 32° Br. zu 4300 m, während Perez-Rosales für die Provinz Coquimbo (31° Br.) 4747 m giebt. — Nach Osten vorgeschoben liegt in 28°—30° Br. und 68° w. L. die mit ewigem Schnee bedeckte Kette der Sierra Famatina, welche in ihrem höchsten Gipfel eine Höhe von über 6000 m erreicht[1]. Messungen oder Schätzungen der Firngrenzhöhe sind uns für dieselbe nicht bekannt. — Sehr gut mit der letztgenannten Angabe von Pissis stimmen die sorgfältigen Messungen des Dr. Güfsfeldt überein, die besten, welche wir überhaupt in diesen Breiten besitzen. Er hat für 32—33° Br. die Firngrenze zu 4200 m gefunden; Schneeanhäufungen sind im Februar noch bis 3600 m, einzelne Felder bis 4000 m zu sehen[2]. Bezüglich des Aconcagua (32½° Br.) sind eine ganze Reihe Angaben vorhanden, die sich im Grunde jedoch auf nur ein paar reduzieren dürften. Die Firngrenze ist hier etwa 4500 m nach Gillis (Grisebach)[3], Burmeister und Rosetti[4]. Hooker hat 14500 e. F. (4420 m)[5]. Etwas abweichend davon giebt Ochsenius 4282 m. Weiter führt Pissis für die Provinzen Aconcagua und Santjago (32—34° Br.) 4000 m an[6]. Die Angabe für die erstere Provinz findet sich wieder nach derselben Quelle bei Cuadra, ferner ohne nähere Bemerkung bei Ochsenius; für die letztere Provinz dagegen giebt Fonck 3300 m, Perez-Rosales 3000 m, und Plagemann sagt schliefslich, Pissis habe hier im Jahre 1860 die Firngrenze zu 3200 m gemessen[7]. Betreffs des Cerro de Juncal (33° 10′ Br.) hat Rosetti 4400 m; dieselbe Zahl nimmt Burmeister für den Tupungato (33° 25′ Br.), wogegen hier Rosetti und Gillis 4300 m bezw. 3500 m haben. Als früheste Firngrenzmessung in diesem Gebiet ist jedoch diejenige von Gillis, etwa aus dem Jahre 1830, zu nennen. Dieser fand die Höhe des ewigen Schnees am Portillo wie am Vulkan

[1] Höhe nach Moussy (Burmeister) 6024 m, Naranjo (Latzina) 6294 m.
[2] Reisen in den Anden von Chile und Argentinien, Berlin 1888, S. 367.
[3] Vegetation der Erde, II, S. 477, 621.
[4] Tabelle in Ferovia transandina, Buenos Aires 1870, S. 12.
[5] Botany of the Antarctic Voyage. (S. unten S. 58, Note 2.)
[6] Comptes Rendus des séances, XLVI, S. 1037.
[7] Pet. Mitt., XXXIII (1887), S. 65.

Digitized by Google

von Piuquenes (33½° s. Br.) zwischen 14500 und 15000 e. F. (4429 m und 4572 m, im Mittel 4500 m)[1]. Pissis andererseits fand an dem genannten Pafs diese Höhe bei 4170 m[2].

Blicken wir jetzt einmal auf die Messungen innerhalb der letzten fünf Breitengrade zurück. Die Firngrenzhöhe ist unter 30° Br. noch 4900 m nach Pissis, unter 31° Br. 4750 m nach Perez-Rosales, was jedenfalls den betreffenden Verhältnissen entsprechen wird. Weiterhin tritt jedoch ein Sprung ein auf 4300 m (Pissis) unter 32° Br. Möglich, dafs sich letzterer in dem Höhenunterschied von 600 m zu schroff ausdrückt, erwartet mufs er werden. Der Plateaucharakter hat sich verloren; frei erheben sich die Anden auf beiden Seiten von einer Basis, die in der Nähe von 32° Br. 700 m Höhe nicht übersteigen wird. Aufserdem nehmen die Niederschläge in dieser Breite schon beträchtlich zu, indem südlich von 30° Br., wo die kalte Humboldtströmung sich weiter von der Küste entfernt hält, regelmäfsig wehende westliche Winde mehr und mehr Feuchtigkeit heranführen. — Als orographische Firngrenzhöhen sind zu bezeichnen die Messungen zu 4670 m (29½° Br.) von Pissis und zu 4000 m (32°—33° Br.) von Güfsfeldt. Weit auseinander gehen die Angaben für ca. 33° Br.; sie liegen zwischen 4500 und 3000 m. Die meisten derselben sind sicher keine selbständigen Messungen, wie die Angaben von Grisebach, Cuadra, Gillis. Auch Ochsenius mag sich auf Pissis stützen aufser in seiner Angabe für den Aconcagua. Burmeister giebt wahrscheinlich nur Schätzungen und was Rosetti betrifft, so ist aus seiner Schrift nichts Näheres zu ersehen; wenn letzterer auch mehrfach die Anden besucht hat, alle Angaben seiner sehr umfangreichen Tabelle beruhen jedenfalls nicht auf eigener Beobachtung. Bemerkenswert ist, dafs wir hier (33½° Br.) noch die Firngrenzhöhe von 4500 m angeführt finden, dieselbe, welche Domeyko fünf Grade weiter nördlich bestimmt haben soll. Mufsten wir in letzterem Falle die Angabe für bedeutend zu niedrig halten, so ist diejenige von Gillis wohl zu hoch. Dabei ist freilich zu beachten, dafs vor allem im centralen Chile lokale Verhältnisse sehr mitsprechen und gröfsere Schwankungen in den verschiedenen Jahren und Jahrzehnten vorkommen sollen. Wir halten hier an der Höhenzahl Güfsfeldts von 4200 m (32°—33° Br.) fest, in dessen Werk wir allein eine eingehendere Darlegung der Verhältnisse finden. Dann folgt von selbst, dafs wir die 4000 m, welche Pissis

---

[1] Edinb. Journ. of Nat. Science, Aug. 1830 (Humb., Centralasien, III, S. 204). S. auch Journ. of Researches by Ch. Darwin, 2. ed., London 1845, S. 244.

[2] Geogr. fisica, S. 198.

Digitized by Google

für die Provinz Aconcagua (32°—33° Br.) angiebt, nur als orographische Firngrenze nehmen können. Anders verhält es sich mit dieser Höhe für die Provinz Santjago (33°—34° Br.), indem hier die Firnlinie sich zweifellos stark senkt. So giebt Güfsfeldt für 34° Br. als Mittelwert 3500 m, während an einzelnen Orten nach ihm der Schnee im Januar noch bis 3000 m herabreicht[1]; 4000 m hoch dürfte die Firngrenze in etwa 33° Br. liegen. Nur als orographisch bedingt ist weiter für die letztgenannte Provinz die nach Pissis angeführte Höhe von 3200 m aufzufassen; dasselbe gilt von Foncks Angabe zu 3300 m, während diejenige von Perez-Rosales zu 3000 m doch auch hierzu wohl etwas zu niedrig ist. — In demselben Gebiet finden wir bei Rosetti als Firngrenze am Volcan de San José (33° 41' Br.) die Höhe von 4250 m, während der Gipfel nach ihm 6096 m hoch ist und andererseits von Gay die Bemerkung, dafs dieser Vulkan kaum die Grenze des ewigen Schnees erreiche[2]. Für den Maipo (34° 10' Br.) giebt Rosetti als Firngrenze 4230, ebenso Burmeister, Güfsfeldt 4000 m. Weiter haben allgemein für 34° Br. Güfsfeldt, wie schon erwähnt, 3500 m, Ball 4267 m[3], Pissis (Tabelle) 3400 m, Cuadra und Ochsenius 2000 m. Hier ist also ein Unterschied von 2267 m in den Angaben! — Die Höhen von Ball, Rosetti und Burmeister können nur als Ausnahmen angesehen werden für Stellen, wo der Schnee an den steilen Berggehängen nicht haften kann, wie denn auch Güfsfeldt, entgegen seiner allgemeinen Annahme zu 3500 m, die Firngrenze am Maipo bei 4000 m fand. Nun sagt auch dieser Reisende, dafs beim Aufstieg im Thal „de los Cipreses", im Dezember, der erste Schnee in 2700 m Höhe angetroffen wurde. Dies war also erst Anfang Sommers, und die Schneehöhe ist noch viel über 2000 m; woher mithin letztere Angabe bei Cuadra und Ochsenius? Ein vereinzeltes lokales Vorkommen von Schnee, im Frühling etwa, kann doch nicht zur Firngrenzbestimmung benutzt werden. Dabei ist auch voraus zu bemerken, dafs nach denselben Quellen die Firngrenzhöhe weiter südlich wieder höher angegeben wird, ohne dafs ein Grund zur Senkung und Hebung vorhanden ist. Vielleicht haben wir in 2000 m die unterste Grenze des sommerlichen Schneefalls (siehe S. 54 oben). Nehmen wir etwa 3500—3600 m als klimatische Firngrenzhöhe in 34° Br., so können wir doch die orographische Firngrenze nicht unter 3000 m ansetzen, jedenfalls liegt sie noch etwas höher. — In auffallend schöner Abstufung giebt Rosetti in

---

[1] A. a. O. S. 454.

[2] Comptes Rendus, VI, S. 97.

[3] Notes of a Naturalist in South America, London, 1887, S. 229.

Digitized by Google

seiner Tabelle weiterhin eine ganze Anzahl von Firngrenzhöhen, am Pico de San Franzisco (34° 5′ Br.) 4210 m, am Cerro de la Cruz de Piedra (34° 11′ Br.) 4200 m, am Cerro de los Cruceros (34½° Br.) 3750 m, am Vulkan von Tinquiririca (34° 49′ Br.) 3700 m, am Planchon (35¼° Br.) 3300 m, am Descabezado chico (35½° Br.) 2500 m, am Cerro del Campanario (36° Br.) 2250 m, am Cerro del Chorreo (36° 47′ Br.) 1980 m, am Vulkan von Chillan (36° 48′ Br.) 1950 m. Wir wollen jedoch zunächst bei dem Gebiet von etwa 34°—35° Br. stehen bleiben. Neben den Angaben von Rosetti haben wir hier gute Messungen, die auch klar dargelegt sind und einen wirklichen Anhalt bieten, von Plagemann[1]. Dieser giebt die Firngrenze für die genannte Breite 3100—3300 m hoch an (Sommer 1885), westlich der Hauptwasserscheide, im andinen Stromgebiet des Cachapoal. Er giebt noch an, dafs im Sommer die Grenze des Schneefalls bei 2300 m, im Winter bei 850 m gewesen sei. Nehmen wir diese Angabe von etwa 3200 m als klimatische Firngrenze für richtig an, was gut mit den Beobachtungen Güfsfeldts, weiter nördlich, übereinstimmt, so können wir die betreffenden Höhen von Rosetti (4210—3700 m) nur für Schnee ungünstigen Stellen zuschreiben. Aber auch andere, jedenfalls zu niedere Angaben, sind vorhanden. Zunächst berichtet Plagemann in seinem Aufsatz, Pissis habe im Jahre 1860 in der Provinz Colchagua (34¾° Br.) die Firngrenze zu 2800 m gemessen[2]; dieselbe Zahl giebt Cuadra nach Pissis für die Provinz Curicó (35° Br.) und wenig abweichend, nämlich 2560 m für letztere, Ochsenius (siehe oben). Für die Provinz Talca (35°—36° Br.) nimmt Perez-Rosales 2180 m und Cuadra nach Domeyko 2800 m, wie ebenfalls Ochsenius. Überall fehlen uns auch hier die näheren Angaben über Zeit und Ort der Messung. — Gillis giebt weiter für den Descabezado (35° Br.) 8455 e. F. (2577 m) und in der Zeitschrift für allgemeine Erdkunde N. F. I, S. 76 haben wir für denselben Berg 8000 P. F. (2600 m). Noch sind einige Beobachtungen am Volcan de Peterora oder del Planchon (35¼° Br.) vorhanden. Hier fand Pellegrino Strobel in der zweiten Hälfte des Februar 1865 die Firngrenze zu 3800 m, während noch in 3000 m auf dem Pafs selbst sich kleine Schneefelder zeigten; dagegen hatte er drei Wochen früher auf dem nördlicheren Cumbrepafs (3900 m) keinen Schnee angetroffen. Der Reisende hebt noch hervor, dafs ihn beim Übergang über die Anden ein aufserordentlich

[1] Pet. Mitt., XXXIII (1887), S. 65.

[2] Die betreffende Abhandlung von Pissis findet sich in den Anales de la Universidad de Chile, 1860, S. 703. Siehe Pet. Mitt., XIII, S. 347.

Digitized by Google

heftiger und beständig vom stillen Ocean her wehender Wind sehr belästigte[1]. Dieser beständige Westwind in den oberen Regionen der Anden wurde verschiedentlich und besonders etwas weiter nördlich beobachtet, so von Burmeister auf dem etwa 4200 m hohen Plateau des Cerro del Bonete (27½° Br.)[2], von Darwin auf dem Pafs von Piuquenes (33½° Br., 4200 m hoch)[3] und von Güfsfeldt auf dem Atravieso de la Cruz de Piedra (34° Br., 3781 m hoch)[4]. Mühry hat nun sicher mit Recht diese Luftströmung dahin erklärt, dafs sie der obere Passat sei[5]; sie ist es ja, auf welche überhaupt weiter polwärts die den gemäfsigten Zonen so charakteristischen Westwinde im allgemeinen zurückzuführen sind. In diesen Winden, welche hier im centralen Chile mit besonderer Heftigkeit auftreten, findet sich die einfachste Erklärung und jedenfalls auch ausschlaggebende Ursache des Schneemangels auf den exponierten Gipfeln und Pässen, was insbesondere Güfsfeldt betont. Darwin fand Ende März Schnee auf beiden Seiten des Portillo de los Piuquenes, auf der Höhe des Passes selbst nicht; dasselbe wurde von Güfsfeldt Anfang Januar bezüglich des Atravieso de la Cruz de Piedra und Mitte desselben Monats am Atravieso de Laguna (3741 m), wie auch Anfang August am Portezuelo de Espinazito (4444 m) bemerkt, während die Beobachtung von Strobel ja schon erwähnt wurde. Auch die Seite 53 angeführte Beobachtung von Gay betreffs der Schneelosigkeit des Vulkans von San José ist jedenfalls der Hauptursache nach diesem Wind zuzuschreiben, ebenso diejenige von Darwin hinsichtlich des Aconcagua, von welchem dieser berichtet, dafs der Schnee einmal ganz verschwunden sein soll[6]. Ebenso fand Güfsfeldt Anfang August den letzteren Hochgipfel im grofsen und ganzen von Schnee frei. Jedenfalls tritt aber diese Erscheinung vor allem in niederschlagsärmeren Jahren ein, wie wir denn nördlich, vom 34° Br. etwa, im Sommer einen stets wolkenlosen Himmel und eine sehr trockne Luft haben, so dafs mächtige Verdunstung eintritt. Als weiterer Faktor kommt nach Güfsfeldt endlich noch die Steilheit der Gehänge in den oberen Regionen hinzu, welche die Lagerung des Schnees nicht zuläfst. Der Engländer W. E. Hall, der Ende 1868 bis Anfang 1869 in der Umgebung von

---

[1] Pet. Mitt., XVI (1870), S. 298.
[2] Argentinien, S. 215 und Note A 28, S. 396.
[3] Journ. of Researches, 2. ed., London 1845, S. 319.
[4] Reise in den Anden, S. 210, 211, 313.
[5] Klimate der Erde, S. 30, 31.
[6] Reisen eines Naturforschers um die Welt, d. A. von V. Carus, S. 281; Humboldt, Centralasien.

Digitized by Google

Santjago weilte, schildert gleichfalls die Schneelosigkeit der höheren Kämme und Gipfel, besonders des Aconcagua, und zwar nach einem der schneereichsten Winter seit langen Jahren. Dieser Reisende beobachtete während seines Aufenthaltes, dafs sich der Schnee zumeist in einer Region von 12—15 000 e. F. (3657—4572 m) hielt, und er stellt darauf hin die Ansicht auf, dafs bei der geringen Feuchtigkeit der Winde dieselbe erschöpft sei, ehe diese die höheren Niveaus der Anden erreichen, dafs letztere mithin unterhalb der Niederschlagszone gelegen seien[1].

Nach diesen allgemeinen Erörterungen wollen wir zu den anderweitigen Angaben über die Firngrenze zurückkehren. Pissis giebt in seinem Werk als niedrigstes Vorkommen von Schnee am Abhang des Planchon die Höhe von 3080 m an, wogegen aber Plagemann sagt, jener habe an der Nordseite dieses Berges die Firngrenzhöhe zu 2500 m gemessen. Andererseits finden wir jedoch in der Tabelle von Pissis erst 2600 m für 36° Br. — Von etwa 35° Br. an tritt an der Küste eine starke und rasche Zunahme der Niederschläge ein, die sich weiterhin auch auf die Anden erstreckt und sich hier durch erneutes, aufsergewöhnlich schnelles Herabsinken der Firngrenze bemerkbar macht. Dabei ist zu beachten, dafs die Niederschläge durch die Äquatorialströmung, also aus NW. und NNW. herangeführt werden und hierdurch das Gebirge in schräger Richtung treffen, wodurch die Niederschlagsverhältnisse gegenüber denen der Küste in jener Richtung verschoben werden mögen. Es seien hier die Niederschlagsmessungen an der chilenischen Küste angeführt, gleichzeitig die mittleren Temperaturen des Jahres, von Januar und Juli[2].

	Niederschlag	Jahr	Januar	Juli	Höhe ü. Meer
Copiapo (27¼° Br.)	0,8 cm	16,5° C.	21,3° C.	11,7° C.	400 m
Serena (30° Br.)	4 cm	15,1°	18,4°	11,7°	20 m
Valparaiso (33° Br.)	34 cm	14,2°	17,3°	11,4°	50 m
Santjago —	36 cm	13,1°	19°	7,2°	530 m
Talca (35½° Br.)	50 cm	13,6°	21,2°	7,2°	105 m
Concepcion (37° Br.)	236 cm	. .	. .	. .	. .
Valdivia (40° Br.)	293 cm	11,6°	16,4°	7,2°	13 m
Corral —	253 cm	11,9°	15,8°	8,3°	30 m
Puerto Montt (41½° Br.)	245 cm	11°	15°	7,2°	10 m

[1] Alpine Journal, IV, August 1869, S. 327. Es wäre dies analog den Maximalzonen der Niederschläge, wie sie in freilich geringerer Höhe für die Alpen und auch den Himalaya nachgewiesen worden sind.

[2] Hann, Klimatologie, S. 663, 673.

Digitized by Google

	Niederschlag	Jahr	Januar	Juli	Höhe ü. Meer
Ancud (42° Br.)	340 cm	10,4° C.	13,6° C.	7,7° C.	50 m
Punta Arenas (53° Br.)	57 cm	6,2°	10,7°	1,6°	10 m
Uschuia (54$^{3}/_{4}$° Br.)	52 cm	5,4°	11,3°	0,6°	—

Hann führt in der Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie, V, S. 401 für Concepcion, Valdivia, Puerto Montt und Punta Arenas auch die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge an. Wir haben nach Prozenten[1]

	Concepcion,	Valdivia,	Puerto Montt,	Punta Arenas
Winter	74	46	36	31
Frühling	7	15	18	17
Sommer	3	9	12	23
Herbst	16	30	34	29

Wir sehen, wie ungeheuer die Zunahme der Niederschläge ist, bis sie wohl in 42° Br. ihr Maximum erreicht; ebenso bemerken wir, wie sehr die Winterniederschläge überwiegen; nur ganz im Süden sind sie mehr gleichmäfsig verteilt. Von besonderer Wichtigkeit ist die Wolkenbedeckung, welche südwärts vor allem auch im Sommer mehr und mehr zunimmt. Wir haben ungefähr als jährliches Mittel, Tage mit freiem Himmel in Copiapo 273, Valparaiso 193, Talca 160, Valdivia106, Puerto Montt 48, Ancud 71, Punta Arenas 46; solche mit ganz bedecktem Himmel an den betreffenden Orten 45, 113, 93, 170, 182, 186, 216[2]. Freilich bieten diese Verhältnisse an der Küste nur einen allgemeinen Anhalt betreffs des dahinter liegenden Landes; eine mehr oder wenig günstige Lage gegenüber den die Feuchtigkeit herantragenden Winden bringt grofse Unterschiede hervor. — Sicher erklärlich wird uns nun die starke Senkung der Firngrenze in der Gegend des 35° und 36° Breite. In 35° Br. liegt jene nach der Messung von Plagemann nicht über 3100 m Höhe. Die orographische Firngrenze wird jedenfalls nicht unter 2800 m zu setzen sein. Für 36° Br. dürfte ferner die Angabe von Pissis zu 2600 m der klimatischen Firngrenze entsprechen, während Rosetti mit 2250 m hier jedenfalls eine zu niedere Höhe giebt, welche vielleicht als orographisch bedingt angenommen werden kann. Im-

[1] Es seien noch die Niederschlagsmengen einiger argentinischer Stationen im Osten der Anden angeführt. Salta (23$^{3}/_{4}$° Br.) 63 cm, Tucuman (27° Br.) 96 cm, Catamarca (28$^{1}/_{2}$° Br.) 25 cm, Rioja (29$^{1}/_{2}$° Br.) 30 cm, San Juan (31$^{1}/_{2}$° Br.) 8 cm, Mendoza (33° Br.) 20 cm, [Bahia Blanca (39° Br.) 59 cm]. Siehe W. Tripp, Sc. G. Magazine, 6 (1889), S. 297.

[2] Anuario de la oficina central meteorologica de Santjago de Chile.

Digitized by Google

merhin würden wir hier den ungemein grofsen Sprung von 600 m innerhalb eines Breitengrades haben. Unerklärlich ist aber, wie Rosetti für den Cerro de Chorreo 1980 m und den Vulkan von Chillan (36 3/4 ° Br.) 1950 m als Firngrenzhöhen annimmt und dann für den Vulkan von Antuco, welcher in derselben Länge über 1/2 ° weiter südlich liegt und jedenfalls mindestens ebensoviel Niederschläge empfängt wie jene, eine solche von 2250 m. Hier können doch höchstens lokale Verhältnisse ins Spiel kommen. In der Kordillere von Chillan (36 1/2 ° Br.) haben wir bei Cuadra nach Domeyko 2500 m und in der Kordillere von Belluda (37 1/4 ° Br.) nach derselben Quelle 2000 m. Andererseits giebt Perez-Rosales für die Provinz Concepcion (37 ° Br.) 1728 m und Fonck für dieselbe Breite 2000 m. Die heifsen Quellen von Chillan liegen nach R. A. Philippi bei 6500 P. P. (2110 m) schon im Bereich des ewigen Schnees[1]. Die Firngrenze am Antuco (37 ° 22′ Br.) wird aufser von Rosetti noch angegeben durch Pissis in 2189 m, Gillis 2010 m, Hooker 2500 m Höhe[2]. Dagegen bemerkt Pöppig, welcher den Vulkan als erster im Jahre 1828 bestieg, jene befinde sich 2250 P. F. (893 m) unter dem Gipfel[3]. Letzterer wird nun verschieden angegeben, von Gillis (wohl nach Domeyko) zu 3003 m, von Pissis zu 2762 m und von Rosetti zu 2735 m. Daraus würde nach Pöppig für die Firngrenze folgen bezw. 2110 m, 1869 m und 1842 m. Schwer ist es, in den verschiedenen Angaben die wirkliche Höhe der Firngrenze zu erkennen; jedenfalls wird sie sehr schwankend sein, niedriger an den westlich vorgeschobenen Vulkankegeln, höher an dem weiter zurückliegenden Hauptkamm, wozu noch die besonderen lokalen Verhältnisse kommen. Dafs die Badehäuser am Chillan, in etwas über 1800 m Höhe (Gillis), in der Nähe des ewigen Schnees und die heifsen Quellen bei 2100 m schon zum Teil zwischen Flecken des letzteren liegen, steht nach den Angaben von Gillis (Domeyko) und Philippi fest; dieses Vorkommen ist hier aber anscheinend nur orographisch bedingt. Dem gegenüber ist immerhin die andere Angabe von 2500 m nach Domeyko als klimatische Firn-

[1] Pet. Mitt., X (1864), S. 241.

[2] The Botany of the Antarctic Voyage of H. M. Discovery Ships Erebus and Terror under the Com. of J. A. Ross. Die betreffenden Höhenangaben sind hier für Südamerika nach dem „Appendix to the Narrative of the Surveying Voyages of R. Fitz-Roy, London 1839". Auf die verhältnismäfsig geringe Anzahl der letzteren gestützt, hat Hooker die Firngrenze zwischen Cap Hoorn und dem Aconcagua durch eine Kurve dargestellt. Die Skizze erscheint uns jedoch sehr schematisch und im allgemeinen nicht zutreffend.

[3] Frorieps Notizen, No. 663.

Digitized by Google

grenze etwas hoch, um so mehr, wenn wir $^1/_2{}^0$ weiter für 37° Br. nur 2000 m haben, was jedoch als Mittel wahrscheinlich wieder zu niedrig. Auch, wenn wir für 27° Br. nur etwa 2100 m als Firngrenze annehmen, haben wir doch wiederum ein Sinken von 500 m innerhalb der letzten Breitengradentfernung, eine Folge der weiteren starken Zunahme der Niederschläge. Am Antuco dürfte dann die Firngrenze in etwa 2000 m Höhe liegen, wovon allerdings die Skizze Hookers um 500 m abweicht. — Für 38° Br. haben wir nur eine Angabe von Pissis, nämlich zu 2100 m. Diese Höhe ist aber hier nach dem Vorstehenden jedenfalls zu hoch, wenn schon ein Unterschied von 1—200 m sicher innerhalb der mannigfachen Fehlerquellen der Beobachtung liegt. Wir haben jetzt in den Niederschlägen eine langsamere Zunahme, hinsichtlich denen des Winters ist das Maximum schon überschritten. Daher nimmt jetzt auch die Firngrenzhöhe weniger rasch ab. — Am Vulkan von Villarica (39° 10′ Br.) findet sich der ewige Schnee nach Cox bei 5260 P. F. (1709 m)[1], nach Rosettis Tabelle bei 1600 m; erstere Angabe ist wohl die richtigere. Die Höhe von 1600 m haben wir dann $^3/_4{}^0$ weiter südlich, nach Vidal Gormaz am Vulkan von Riñihue (40° Br.)[2]. Für 40° Br. giebt Pissis 1700 m und Burmeister 1390 m[3]. Am Osorno (41° Br.) wurde weiter die Firngrenze verschiedentlich durch R. A. Philippi gemessen und zu 4500 P. F. (1462 m) gefunden; zuerst während einer Besteigung Anfang des Jahres 1852[4]. Indem letzterer Forscher die niedere Lage des ewigen Schnees hervorhebt, schreibt er sie der grofsen Menge der Niederschläge zu. Auf diese Messung stützt sich sicher Gillis in seiner Angabe von 4800 e. F. (1463 m). [Siehe sein Werk I, S. 4.] Andere Angaben der Firngrenzhöhe für den Osorno sind: Rosetti 1300 m, Pissis 1560 m, Darwin nach King[5] 4200 P. F. (1280 m), Hooker 6910 e. F. (2106 m). Für die Andenkette in derselben Breite von 41° haben wir Beobachtungen von Perez-Rosales, Fr. Fonck und Cox, welche in verschiedenen Jahren Expeditionen in die Umgebung des Nahuel-Huapisees unternahmen, der erstere Anfang Februar bis Anfang März 1885, der zweite Anfang März 1856 und der letztere Mitte und Ende Dezember 1862[6]. Perez-Rosales

---

[1] Nach H. Berghaus.
[2] Continuacion de los trabajos de esploracion del Rio Valdivia, Santjago 1869, S. 6.
[3] Argentinien, S. 228.
[4] Botanische Zeitung, X (1852), S. 921; s. auch XVIII, S. 270 u. XX, S. 306.
[5] Grisebach, Vegetation d. E., II, S. 621.
[6] Zeitschrift für allg. Erdk. N. F., I, S. 179 und Pet. Mitt., XII, S. 462.

Digitized by Google

giebt allgemein 1530 m als Firngrenze für die Kordillere von Llanquihue[1]; welche Angabe auch Cuadra und Ochsenius haben, jedenfalls nach ersterem. Damit stimmt Fonck überein, indem er sagt, die Schnee(Firn)grenze sei etwa zu 5000 P. F. (1524 m) anzunehmen. Cox fand es nicht leicht die Grenze am Tronador zu bestimmen, weil der Winterschnee noch nicht verschwunden war, er meint jedoch, jene möge zwischen 5280 und 5610 e. F. (1609 und 1720 m) liegen[2]. Diese letztere Zahl ist wohl nach dem Vorstehenden zu hoch gegriffen; wir sind geneigt, die erstere Höhe von circa 1530 m, als in der geeignetsten Zeit gefunden, für die richtigere anzunehmen. Für den Osorno wird die von Philippi bestimmte Firngrenze zu nehmen sein, die niedrigere Zahl erklärt sich aus der nach Westen vorgeschobenen Stellung des Berges. Auffallend stehen sich die Angaben bei Darwin und Hooker mit 826 m Unterschied gegenüber. Nach anderer Quelle sah King einen 874 t (1600 m) hohen Berg, südlich vom Osorno, noch mit ewigem Schnee bedeckt[3]. Jedenfalls noch mehr Niederschläge in Form von Schnee erhalten weiter südlich die Berge unmittelbar nördlich und östlich von Puerto Montt. Am Calbuco (41° 20′ Br.) geht vor allem an der Südseite, in einer Thalmulde, Schnee sehr tief herab. C. Martin, welcher längere Jahre in diesem Teil Chiles lebte, bemerkt auch, dafs sich die Schneebedeckung nur wenig mit den Jahreszeiten ändere, da in den milden Wintern die Grenze des dichten Schnees sich nur in geringem Mafse gegenüber dem Sommer senke[4]. In dieser Region, wie weiter südlich, fallen Wald- und Firngrenze fast zusammen. Der Huinai am Nordostende der Boca de Bohadahue (42° 15′ Br.) besteht nach Martins barometrischer Messung von 1300 m an, zwischen einzelnen hervorragenden Felszacken, aus einer zusammenhängenden Firnmasse, während grofse Felder von Schnee selbst bis 1100 m herabgehen. Auch am Corcovado (43° Br.) fand King auf trigonometrischem Wege die scharf abgeschnittene Firnlinie in nur 700 t (1364 m) Höhe[5]. Andererseits nimmt Darwin[6], von welchem letztere Angabe herrührt, doch im Mittel für 41—43° Br. die Firngrenze zu 6000 e. F. (1830 m) an. Hooker hat für den Corcovado 6182 e. F. (1884 m) und für den Yanteles (43° 20′ Br.)

---

[1] Essai sur le Chile, S. 14.
[2] Journ. of the R. Geogr. Soc., XXXIV (1862), S. 209.
[3] Centralasien, III, S. 207.
[4] Pet. Mitt., XXVI (1880), S. 165.
[5] Wie 3.
[6] Journ. of Researches, S. 244.

Digitized by Google

5182 e. F. (1580 m), während Pissis in seiner Tabelle für 42° Br. 1600 m und für 44° Br. 1400 m giebt.

Ein grofser Unterschied tritt uns wieder in den Firngrenzhöhen der letzten Breiten entgegen. Wir halten dabei die niederen Angaben von Martin für die den Verhältnissen am besten entsprechenden, d. h. wir halten dafür, die Firngrenze in 42—43° Br. nicht über 1400 m anzunehmen. Einmal ist diese weitere Senkung gegenüber 41° Br. nicht zu grofs, dann ist sie überhaupt bei dem Maximum der Niederschläge in 42° Br. sicher vorauszusetzen. Kings Beobachtungen gehen weit auseinander, und ist Darwin wohl in den seinen durch jene beeinflufst worden; jedenfalls fehlt in den späteren Ausgaben seines Reisewerkes jede nähere Angabe über die Messungen, die erste war uns aber nicht zugänglich. Ball, welcher sich in neuester Zeit, aber nur sehr kurz, in diesen Gebieten aufhielt, nimmt mit 6000 e. F. die Annahme von Darwin auf, betont aber dabei nachdrücklich, dafs alle Bedingungen vollauf erfüllt sind, um die Firnlinie von etwa 14000 e. F. in 34° Br. auf letztgenannte Höhe herabzudrücken[1]. Hookers Skizze ist, wie schon erwähnt, rein schematisch und dasselbe gilt für die letzten Angaben von Pissis, was uns noch deutlicher wird, wenn wir ferner finden in 46° Br. 1200 m, in 48° Br. 1000 m, in 50° Br. 800 m. Die Aufzeichnungen dieses Forschers über die Firngrenze in seinem Werk sind nur von kleiner Anzahl und gehen blofs bis zum Antuco; sie beruhen aber wohl sicher auf thatsächlichen, eigenen Beobachtungen. Die Angaben seiner Tabelle mögen in den nördlichen Breiten auch den allgemeinen Verhältnissen entsprechen, sicher aber nicht hier im Süden, wo ihm kaum nähere Beobachtungen dafür zu Gebote standen. Dies letztere ist vor allem die Ansicht von J. Ball. — Aufser den letzteren Angaben finden wir noch für das Gebiet nördlich der Magalhäesstrafse nach Hooker 1326 m für 47° Br. und 1400 m für Mt. Stokes (51° Br.) bei Cuadra und Ochsenius, während Perez-Rosales für 51° 25' Br. 1420 m hat. Als wirkliche Messung ist uns jedoch nur diejenige von Simpson bekannt, welcher Anfang der siebziger Jahre die Region des Chonosarchipels erforschte und dort Ende Februar, in etwa 45° Br., die Firngrenze trigonometrisch zu 1600 m fand, während er die mittlere Höhe der Kordillere zu nur 1500 m angiebt[2]. Simpson bemerkt noch, dafs bis zu der genannten Höhe der Schnee offen der Sonne ausgesetzt liegen bleibe, dagegen in den

[1] Notes of a Naturalist, S. 229.

[2] Esploraciones hechas por la corbeta Chacabucoal al mundo de capitan de fregata Don E. M. Simpson, S. 76. Siehe auch Pet. Mitt., XXIV, S. 461.

Digitized by Google

Schluchten und an beschatteten Abhängen sich viel tiefer herabziehe. Er betont übrigens die Schwierigkeiten einer korrekten Messung aus der Ferne wegen der Unmöglichkeit, die Strahlenbrechung in diesen Gebieten genau in Rechnung zu ziehen.

Wo liegt nun das Richtige, wie verläuft die Firngrenze von etwa 42° Br. an bis zur Magalhãesstrafse, wo sie, in ca. 53° Br., nach Kings Messung 1150 m hoch liegt? Von Ancud, wo wir nach Vidal Gormaz 340 cm Niederschläge haben, bis nach Punta Arenas, wo sie nur 57 cm betragen, nehmen dieselben jedenfalls anfangs etwas schneller, dann langsamer ab, ähnlich wie zwischen 42° und 43° Br.; Messungen liegen nicht vor. Die Beobachtungen aller Forscher, wie King, Darwin, Martin, Simpson, Ball, stimmen jedoch darin überein, dafs auch in der Breite des Chonosarchipels und noch weiter südlich starke Niederschläge an der Westküste fallen. Bemerkenswert ist vor allem auch die niedere Sommertemperatur. In Puerto Montt und in Ancud beträgt die mittlere Jahrestemperatur etwa 11° C. und 10.°4 C., der Unterschied des kältesten und wärmsten Monats 7.8° bezw. 5.°9; wogegen Westhoff während der Jahre 1865—67 für Melinka (43° 52' Br.) als wahrscheinlichstes Sommermittel 12° C. giebt und andererseits das Jahresmittel 9.°1 C. sein dürfte[1]. In Punta Arenas endlich haben wir im Januar 10.°7 C., im Juli 1.°6 C. und im Jahre 6.°2 C. Hier befinden wir uns in der Region der Regen zu allen Jahreszeiten; es überwiegen nur die Niederschläge im Sommer und Winter und dabei die letzteren wieder etwas. — Der Fjordcharakter des Gebietes zwischen 42° Br. und der Südspitze des Kontinents, der Umstand, dafs die ganze Küste gleichsam in Inseln und Halbinseln aufgelöst ist, kann nur auf die Gleichförmigkeit aller klimatischen Faktoren hinwirken. Die Kordillere ist hier auch vielfach durch tiefe Einschnitte durchbrochen und bildet ebensowenig eine strenge Wetter- wie Wasserscheide, so dafs betreffs der Niederschläge ein bedeutsamer Unterschied zwischen der patagonischen Ostküste und dem Land unmittelbar im Osten des Gebirges besteht. Die Erhebungen der im Westen der Küste vorgelagerten Inseln sind mit wenig Ausnahmen unbedeutend und bilden sicher keine besonders beachtenswerte Wetterbarriere.

Können wir nach allem diesen ein Wiederaufsteigen der Firngrenzhöhe bis 1600 m in 45°, 46° Br. annehmen, wie die Messung vor Simpson es angiebt? Bedenken wir die grofsen Gletscher, die sich schon am Tronador, dann am Corcovado, Yanteles tief herabziehen, bedenken wir vor allem, dafs im selben Gebiet noch, welches

[1] Hann, Klimatologie, S. 683.

Digitized by Google

Simpson durchforscht hat, in 46½° Br., sich ein grofser Gletscher befindet, der in der Laguna San Rafael seine Eismassen unmittelbar ins Meer schiebt, abgesehen von einer Menge anderer Gletscher nördlich und südlich davon. Wir können nur annehmen, dafs, abgesehen von einem etwaigen Irrtum in der Messung, hier bei Simpson eine besondere Auffassung der Firngrenze vorliegt. C. Martin, einer der besten Kenner des südlichen Chile, betont in einer Besprechung der Arbeiten Simpsons ausdrücklich die Unwahrscheinlichkeit jener Angabe, besonders in Hinsicht auf die Messungen von R. A. Philippi und seine eignen, weiter nördlich; er hebt hervor, dafs sich natürlich zwischen den beschneiten Gipfeln jederzeit eine Anzahl unbedeckter Zacken finde[1].

Selbst im Bereich des Maximums der Niederschläge (42—43° Br.) ein relatives Minimum der Firngrenzhöhe vorausgesetzt, so mufs sie unter 45—46° Br. doch sicher wieder auf 1400 m gesunken sein, von wo aus sie dann weiter nach Süden langsam abnimmt. Die Angaben von Pissis kann man hier höchstens als orographisch bedingt auffassen. Andererseits berichtet jedoch Westhoff[2], dafs die höheren Gipfel des Chonosarchipels über 3000 piés (836 m) jederzeit Schnee bewahren, wobei freilich diese Angabe nach Hann vielleicht nicht volles Vertrauen verdient. Hookers Firngrenzhöhe von 1320 m für 47° Br., was die Gipfelhöhe des Sullivan Peak ist, würde gut mit unserer Annahme übereinstimmen, wenn nur ihr, in Hinsicht auf seine anderen Angaben, mehr Gewicht beizulegen wäre. Jedenfalls sind dann weiterhin für ca. 51° Br. die Angaben von Cuadra und Ochsenius, wie diejenige von Perez-Rosales zu hoch, da wir doch, wie schon betont, nur einen stetigen Verlauf der Firngrenze voraussetzen können, und nicht erst ein längeres Verharren auf ziemlich derselben Höhe und dann unvermittelt eine rasche Senkung in der Nähe der Magalhãesstrafse.

Die frühsten Messungen der Firngrenze an den die letztere Meeresstrafse umgebenden Bergen waren diejenigen des englischen Schiffskapitäns Ph. Parker King zu 3500—4000 e. F. (1067—1219 m, Mittel 1143 m)[3]. Die Beobachtungen geschahen gelegentlich umfangreicher Küstenvermessungen in diesen Breiten während der Jahre

---

[1] Pet. Mitt., XXIV (1878), S. 461.

[2] Siehe Z. der österr. Ges. f. M., V (1870), S. 397; wie Hann, Klimatologie, S. 631.

[3] Some Observations upon the Geography of the Southern Extremity of South America, Tierra del Fuego and the Strait of Magalhaens, R. Geogr. Soc., I, S. 158.

Digitized by Google

1826—1830. Kurz darauf (1834) begleitete Darwin eine neue englische Expedition in dieses Gebiet. In seinem Bericht über die Höhenlage des ewigen Schnees tritt derselbe den Angaben Kings, welche er citiert, vollkommen bei; er nimmt letztere überhaupt für das Feuerland (54° Br.) im allgemeinen als gültig an. Weiter finden wir jedoch in Darwins Reisewerk die Bemerkung, dafs die Berge an der nördlichen Seite des Beagle-Kanals (54³/₄° Br.), bei einer Höhe von 3000 bis 4000 e. F. (914—1219 m), das ganze Jahr hindurch mit einem Mantel von Schnee bedeckt seien[1]. Daraus läfst sich wohl schliefsen, dafs hier die Firngrenze nicht über 1000 m anzusetzen ist, vielleicht in 900—1000 m Höhe, wenn wir dies auch nicht direkt ausgesprochen sehen. Die wenigen späteren Beobachtungen führen alle zu denselben Resultaten; es werden die Angaben von King und Darwin angeführt; zumeist begnügt man sich jedoch mit einigen allgemeinen Bemerkungen über die Schneelage. Die ausführlichsten Forschungen in diesem Gebiet wurden in neuester Zeit durch die grofse französische wissenschaftliche Expedition nach der Südspitze Amerikas in den Jahren 1882—1883 ausgeführt[2]. Neben einer sehr eingehenden Schilderung der Niederschlagsverhältnisse, vor allem in der Umgebung der Hauptstation Ushuia, wird in Betreff des ewigen Schnees freilich nur gesagt, dafs die mittlere Grenze mit Darwin zu 1000 m angenommen werden könne, während bis 500 m der Schnee den vollen Winter hindurch herabreiche.

III.

NORDAMERIKA.

Vom Isthmus von Tehuantepec an rechnet man gewöhnlich den nördlichen Teil des grofsen amerikanischen Erhebungssystems der Kordilleren, indem man im Süden das Tafelland von Mexiko einschliefst. Noch einmal jedoch unterbricht eine Einsenkung, analog

---

[1] Journal of Researches, 2. ed., London 1845, S. 224, 244.

[2] Mission scientifique du Cap Horn, Paris 1885, Tome I und II (Meteorologie) par Lephay, II, S. 172. — Siehe auch Hariot, Rapport sur une mission sc., Pet. Mitt. Litterat.-B., 1887, No. 421; Ann. d. Hydrographie, XII, S. 127, Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Met. 1884, S. 131.

Digitized by Google

denen in Centralamerika, den Gebirgsaufbau; sie zieht sich vom Rio Gila nach Osten, wo sie weiter durch das Thal des Rio Grande gekennzeichnet wird. Durch dieselbe wird das erwähnte mexikanische Hochplateau vom Rumpfe der übrigen Gebirgsmasse abgetrennt. Letztere trägt nun ohne weitere Unterbrechung bis gegen den Polarkreis im ganzen einen hochgebirgshaften Charakter und zeigt eben hierin eine gröfsere Analogie mit den südamerikanischen Anden als mit den zwischenliegenden Gebirgen Centralamerikas und Mexikos[1]. Andererseits haben wir aber gegenüber der so sehr vorwiegenden Kettenform des Gebirges in Südamerika, im Norden des Erdteils neben jener vor allem als charakteristisches Merkmal weit ausgedehnte Hochplateaus im Anschlufs an dasjenige von Mexiko. Von grofser Wichtigkeit ist dabei, dafs der breitere Raum, den auf diese Weise der Gebirgszug, besonders in den Vereinigten Staaten einnimmt, einen bei weitem gröfseren Teil des Kontinents ausmacht, als derjenige der Anden in Südamerika beträgt, und endlich schon der Umstand, dafs hier Amerika seine gröfste Breite unter den Tropen, im Norden jedoch in der gemäfsigten und kalten Zone besitzt. Diese verschiedene orographische Gestaltung ist von aufserordentlicher Bedeutung für alle klimatischen Verhältnisse, nicht zum wenigsten für unsere Frage der Schneebedeckung der Gebirge. — Eine andere, rein äufserliche, aber für uns bemerkenswerte Thatsache ist, dafs die weiten Gebirgsgegenden Nordamerikas erst in den letzten Jahrzehnten ausführlicher erforscht wurden. Grofsartig ausgerüstete Expeditionen waren jahrelang zu diesem Zwecke in den Vereinigten Staaten und in jüngster Zeit dann auch in etwas geringerem Mafsstabe in Britisch Nordamerika thätig. In letzterem Lande vor allem bleibt jedoch noch manches, sei es auch nur in den Umrissen, zu erforschen übrig. Topographische und rein geologische Untersuchungen, verbunden mit Abschweifungen auf die Gebiete der Botanik und Zoologie, bildeten die Hauptarbeit; die Fragen der physikalischen Geographie, welche freilich zumeist eine längere Beobachtung verlangen, wurden erst in zweiter Linie behandelt, nur, wo es das unmittelbar praktische Interesse verlangte, wie bei der Aufsuchung geeigneter Eisenbahnlinien, traten sie mehr in den Vordergrund. Genauere Zahlenangaben über die Höhenlage des ewigen Schnees finden sich daher kaum in den zahlreichen Berichten jener Expeditionen, wenig auch in der übrigen Litteratur; fast ausschliefslich sind es zudem nur Schätzungen, keine direkten Messungen.

---

[1] Ratzel, Die Vereinigten Staaten von Nordamerika, I, S. 64.

Digitized by Google

In den neuen amerikanischen zusammenfassenden Werken über die physikalische Geographie des Landes, Hayden-Selwyn, North-america, London 1882; Whitney, The United States, Boston 1889, wie auch in den Höhentafeln von Gannet sind z. B. überhaupt keine Firngrenzhöhen angeführt.

a. VEREINIGTE STAATEN.

Die Schneeverhältnisse der hohen Vulkankegel am Südrand des mexikanischen Hochplateaus haben wir schon ausführlich dargelegt. Weiter nördlich zeigt letzteres bis zu seinem Ende, am Rio Grande, keine bedeutenden Erhebungen in den aufgesetzten Ketten. Ewiger Schnee ist in dieser ganzen Erstreckung nicht zu finden, wie der Schneefall überhaupt, selbst auf den Bergen, infolge der besonders in nordwestlicher Richtung rasch zunehmenden Trockenheit eine seltene Erscheinung ist[1]. Wir können uns daher sofort zu dem Gebiet der Vereinigten Staaten wenden.

Was das südlichste Vorkommen ausdauernden Schnees betrifft, so soll nach Bandelier der isolierte Gebirgsstock des San Mateo oder Mt. Taylor (35° 20′ n. Br., 107° 30′ w. L. Gr.) in Neumexiko 3600 m hoch sein und selbst im Hochsommer noch einzelne Schneefelder bewahren[2]. Nordöstlich hiervon bleibt, wie gleichfalls dieser Reisende berichtet, der Schnee auf den höchsten Zinnen der Sierra de Santa Fé (Mt. Baldy 35° 10′ Br., 3860 m hoch) das ganze Jahr hindurch liegen[3]; wogegen O. Löw nur angiebt, dafs Schneebedeckung dieser Kette während des gröfsten Teils des Jahres vorhanden sei[4]. In der Stadt Santa Fé, am Westfufs der Sierra, kann nach Bandelier der Niederschlagsbetrag bis auf 40 cm jährlich steigen; in manchen Wintern sind die Gebirgspässe mit 1.8—2.4 m hohen Schneebänken blockiert. Nach derselben Quelle soll auch noch die zwei Breitengrade weiter südlich liegende Sierra Blanca (ca 33½° n. Br., 3600 bis 3700 m hoch) auf den höchsten Gipfeln selbst im Sommer mit Schnee bedeckt sein. Ebenso nennt Kirchhoff in seinen Skizzen aus Südcalifornien den höchsten Pik der San Bernardino Range (34° Br. 3535 m) schneegekrönt, was sich jedoch wohl nicht auf ewigen Schnee,

---

[1] Siehe H. Fischer, Äquatorialgrenze.
[2] Ausland, 1884, S. 243.
[3] Verh. d. Ges. f. Erdk. XII, S. 259.
[4] Pet. Mitt., XXII (1876), S. 214.

Digitized by Google

oder dann jedenfalls nur auf solchen in sehr geschützter Lage bezieht[1]. Die eigenartigen orographischen und damit im Zusammenhang auch die klimatischen Verhältnisse von Neumexiko, Arizona und Südcalifornien wurden im besonderen erforscht durch gröfsere Expeditionen, wie die von Sittgreaves 1852, Whipple 1853—54, Ives 1857, Palmer 1867—68, Wheeler 1873—76. Nirgends konnten wir sonst Angaben finden, aufser den erwähnten, über das Vorkommen von ewigem Schnee, südlich von 36° Br.; jedenfalls fehlt derselbe, wie man aus den verschiedenen Reiseberichten ersieht, auf der im Herzen von Arizona liegenden, gegen 13000 e. F. (3960 m) hohen Gebirgsgruppe der Franzisco Mts. (ca. 35° 30' Br.). Die angeführten Gebirgsgipfel, welche ihrerseits in diesen Breiten ewigen Schnee führen sollen, besitzen denselben sicher auch nur unter besonderer orographischer Begünstigung und vielleicht nicht immer in trockenen Jahren.

Betrachten wir jetzt die gut markierten Gebirgsketten im südöstlichen Teil des Felsengebirges, welche man gewöhnlich unter dem Namen der Gebirge von Colorado zusammenfafst, wennschon sie auch südwärts nach Neumexiko und nördlich nach Wyoming hinüberreichen. Es sind im wesentlichen zwei grofse, ziemlich parallel von Nord nach Süd laufende Züge, zwischen denen sich kleine Hochplateaus, die sogenannten Parks befinden. Von einer, im Mittel vielleicht 1800 m hohen Basis erhebt sich östlich die Front Range im Gray's Peak zu 4370 m, Long's Peak 4350 m, Pike's Peak 4310 m und weiterhin in ihrer Verlängerung, südlich des Arkansas River, die Sangre de Cristokette mit dem 4410 m hohen Blanca Peak. Die Hauptketten des westlichen Zuges sind Park und Sawatch Ranges, wo in der letzteren Mt. Harvard 4360 m Höhe erreicht. Gegen das Coloradoplateau sind weiter westlich noch verschiedene Gebirgsgruppen, z. B. die Elk Mts. (Castle Peak 4300 m), Uncompahgre Mts. und die Miguel Mts. (Mt. Wilson 4350 m) vorgelagert. Alle diese Gebirgsketten, zwischen 37° und 41° n. Br., 105° und 109° w. L. Gr., tragen ewigen Schnee, bald in kleineren, bald in gröfseren Feldern. Darauf deuten schon eine Menge Bezeichnungen hin, wie Snowmass Mt., Snowy Range, White Mts. etc. Nirgends findet sich jedoch eine zusammenhängende Bedeckung, so dafs man von einer klimatischen Firngrenze sprechen könnte. Was den östlichen Teil unseres Gebirges betrifft, so sollen nach Hayden die Elk Mountains von 12000 e. F. (3650 m) an ewigen Schnee tragen[2]. Am Mt. Lincoln (39° 20', 4260 m hoch), in der

[1] Globus, LIII (1888), S. 265.

[2] Geographical Magazine, I, S. 286.

Digitized by Google

Sawatchkette, fand andererseits dieser Forscher im Juli und August ausdauernden Schnee etwa 150 e. F. (45 m) über der hier 11 000 e. F. (ca. 3350 m) hohen Baumgrenze[1]. Bemerkenswert ist in derselben Kette, etwas weiter nördlich, der sogenannte Mountain of the Holy Cross (4320 m). Er führt seinen Namen davon, dafs er auf der Ostseite zwei sich senkrecht kreuzende Schluchten zeigt, eine vertikale, etwa 450 m, und eine horizontale, 300 m lang, welche das ganze Jahr hindurch Schnee führen. Das weifse Kreuz ist weithin sichtbar, ein Kennzeichen schon für die ersten Pioniere dieser Gegend[2]. Die Ketten von Colorado sind die am besten bekannten des Felsengebirges. Zahlreiche Schilderungen derselben sind vorhanden, ohne dafs in den meisten unserer Frage irgendwie näher getreten wird, was sich allerdings aus der ganzen, wir möchten sagen, negativen Natur der Erscheinung erklärt[3]. Ein sehr eingehender Aufsatz des bekannten Botanikers C. C. Parry ist jedoch hervorzuheben. Derselbe betrifft insbesondere die Schneebedeckung des Gebirges zwischen 40° und und 41° Br.“ Durch seine Beobachtungen wird der Verfasser zu dem Schlufs geführt, dafs es in den Rocky Mts. dieser Breiten keine wahre Schneelinie, wie er sich ausdrückt, giebt, sondern nur Anhäufungen von Schnee in besonders geschützten Lagen, wohin ihn der Wind zusammengetrieben hat und er, je nach der Hitze des Sommers und den atmosphärischen Niederschlägen, in geringerer oder gröfserer Mächtigkeit ausdauernd liegen bleibt. Als besonderes Kennzeichen der wahren Schneelinie fehlt nach ihm der Nèvé und damit jedes Anzeichen von Gletscherbildung. Höhenzahlen für die einzelnen Firnflecke giebt Parry nicht. Angeführt sei auch, dafs er eine falsche und wahre Baumgrenze unterscheidet, indem bis zur letzteren der Baumwuchs augenscheinlich nichts Zwerghaftes und Krüppelhaftes zeigt, während über diese hinaus bis zur ersteren die Bäume im Kampf mit den Elementen im Wuchs mehr und mehr herabgedrückt und mifsgestaltet werden, wobei sie sich auch nur in unregelmäfsiger Anordnung noch an den Abhängen und in den Schluchten halten können. In dem untersuchten Gebiet hat er die wahre Grenze des Baumwuchses zwischen 10 700 und 12 000 e. F. (3260 und 3860 m) Höhe gefunden.

---

[1] Journ. of the Am. Geogr. Soc., VI (1874), S. 207, 208.

[2] Der Berg ist abgebildet bei v. Thielmann, Vier Wege durch Amerika, 1879.

[3] Siehe z. B. Brewer, Explorations in the Rocky Mts. and the high peaks of Colorado, Journ. of the Am. Geogr. Soc., V (1873), S. 193.

[4] „On the Character of the persistant Snow-Accumulations in the Rocky Mountains, lat. 40—41° North.“ Transactions of the Academy of Sciences of St. Louis, II (1861—1868), S. 532.

Digitized by Google

Welcher Gegensatz besteht zwischen den Schneeverhältnissen Nordamerikas und denjenigen Südamerikas in derselben Breite von etwa 40°! Hier haben wir eine scharf ausgesprochene Firngrenzlinie bei etwa 1600 m, und dort ist dieselbe, bei Gipfeln von über 4300 m bis 4400 m, überhaupt nicht vorhanden. Wie im ersteren Fall aufsergewöhnliche Verhältnisse ihr tiefes Herabsteigen veranlassen, so im letzteren andere ihr Hinaufrücken. Als Grundursache tritt uns zunächst der geringe Betrag von atmosphärischen Niederschlägen entgegen, wenngleich dieser auf den Berggipfeln sicher bedeutender ist als auf dem Sockel des Gebirges, der Hochebene. So betragen die Niederschläge zu Denver (39³/₄° n. Br., 1620 m hoch) östlich der Front Range im Mittel jährlich 38 cm und südlich davon, auf dem Pike's Peak (4310 m) etwa 73 cm[1]. Dazu haben wir als ausschlaggebend das bezüglich der Temperaturverteilung so gegensatzreiche Klima des Hochplateaus, gekennzeichnet durch eine intensive Wärmeausstrahlung des Bodens. Dann ist auch schliefslich der Aufbau des Gebirges ein so steiler und zerrissener, dafs gröfsere Schneemassen kaum Raum finden könnten. Nach Woeikoff ist in der Umgebung von Denver auch im Winter auf dem Plateau keine länger andauernde Schneedecke vorhanden, selbst an ebenen Stellen bleibt der Schnee kaum zwei bis drei Tage liegen. Ebenso findet derselbe im Gebirge bis 2400 m sich nicht diese ganze Jahreszeit hindurch. In den Parks (2400—3000 m) fällt jedoch mehr Schnee, hier sieht man denselben in gröfserer Ausdehnung vom Dezember bis April[2].

Was hier gesagt worden ist, gilt weiterhin mehr oder weniger für das ganze Felsengebirge der Vereinigten Staaten. — Westlich der Gebirge von Colorado haben wir in 41° Br. die Querkette der Uintah Range, im Mt. Hayden etwa 4100 m hoch. Hier traf H. Engelmann, südlich vom Fort Bridger, den höchsten Baumwuchs, aus Espen bestehend, schon bei 3050 m und im August Schnee auf demselben Niveau[3]. Weiter berichtet Kapt. Stanbury, dafs dieses Gebirge am 19. August 1849 bis zu einer beträchtlichen Entfernung von den Gipfeln mit Schnee bedeckt gewesen sei. Nach ihm fällt Schnee in der Ebene oft bis 10 i. (0.25 m); in den Schluchten der Berge häuft er sich aber bis 15 m Tiefe an. Bemerkt wird auch, dafs die Niederschläge im Gebirge ohne Zweifel bedeutender seien als auf der Uintahterrasse und

[1] Z. d. österr. Ges. f. Met., XI (1876), S. 84.
[2] Ebenda, VIII (1873), S. 296.
[3] Transactions of the Acad. of St. Louis, II, S. 126.

Digitized by Google

der grofsen Ebene des Green River[1]. Desgleichen fand Lt. Beckwith, dafs hier der Schnee im April 1854 kaum von seiner Wintertiefe verloren hatte und vor allem an den Nordostabhängen der Hügel und Schluchten in grofsen Mengen aufgehäuft lag[2]. Die langgestreckte Kette der Wahsatch Mts., am Ostrand des Great Basin, ist verhältnismäfsig niedrig und schon deshalb wohl schneeärmer als die östlicheren Ketten. Nordwestlich des centralen Plateaus des Felsengebirges haben wir in 43° und 44° Br. zwei für uns bemerkenswerte Gebirgszüge, die Teton und Windriver Mts., beide in ihren kulminierenden Gipfeln etwa 4100—4200 m hoch. An jenen gehen nach Ratzel vereinzelte Firnfelder bis 3000 m herab, während Fremont an der letzteren Kette, Mitte August 1842, die Firngrenze zu 11 590 e. F. (ca. 3840 m) gemessen hat[3]. Sie bieten jedoch im Hochsommer nie das Bild eigentlicher Schneeberge, wie unsere Alpen. Da ihr Aufbau noch steiler ist als derjenige der Gebirge Colorados, so begünstigen sie die Lagerung von Schnee auf ihren Gipfeln um so weniger und erscheinen schneefreier als jene, insbesondere auch als die mehr abgerundeten Ketten der östlich gelegenen Laramie Mts.[4]. Immerhin bergen sie wohl in ihren Schluchten bedeutendere Massen von Schnee, als jene südlicheren Ketten. Dies zeigt sich darin, dafs sich hier auch heute noch verschiedene kleine Gletscher finden, während in den Coloradobergen nur ein einziges derartiges Vorkommen in neuester Zeit beobachtet wurde. — In etwa 44½° bis 45° Br. haben wir die Bergketten des Yellowstone National Park, deren höhere Gipfel, wie Hayden berichtet, meist ewigen Schnee bewahren[5]. Im Norden mögen genannt werden Mt. Washburn (3150 m) und Emigrant Peak (3360 m). Die Seiten dieser Berge fand Gibbons Anfang August noch hier und da mit Schnee bedeckt, an dem letzteren Schneebänke 3—4 m tief[6]. Mitte August war man, wie andererseits der erstgenannte Forscher angiebt, in 3050—3100 m Höhe sehr nahe der Erhebung des ewigen Schnees, „wo es jede Nacht des Jahres gefriert"; am Rande des Waldes

---

[1] Reports of Explorations and Surveys to ascertain the most practicable and economical Route for a Railroad from the Mississippi to the Pacific Ocean, 1853—54, Wash. 1855, I, S. 51.

[2] Ebenda, II, S. 60.

[3] Report of the exploring expedition to to Rocky Mts. in 1842 and to Oregon and North California in 1843—44, Wash. 1845, S. 70.

[4] Cl. King, Silim. Am. Journ. of Science, 3. ser. I, 1871, S. 157.

[5] Journ. of the Am. Geogr. Soc., VI, S. 201.

[6] Ebenda III, S. 129.

Digitized by Google

lagen Schneebänke 1.8 m tief[1]. — Wir sehen, von einer zusammenhängenden Schneebedeckung kann auch in dieser Breite des Felsengebirges nicht die Rede sein, was auch noch weiter nördlich und selbst für einen grofsen Teil dieses Gebirges in Britisch Nordamerika gilt. Bis an die Grenze der Vereinigten Staaten und darüber hinaus treten nördlich vom 45.° Br. bei vorwiegendem Plateaucharakter die Kammlinien und Gipfel weniger scharf hervor, womit im allgemeinen eine geringere Erhebung als diejenige in den südlicheren Ketten verbunden ist. Das ganze Gebiet ist noch sehr unvollkommen durchforscht, selbst in der Benennung der einzelnen Gebirgszüge herrscht viel Unklarheit.

Nicht in demselben Mafse wie südlich durch die Sierra Nevada, wird hier im Norden durch das Kaskadengebirge die Feuchtigkeit den Westwinden entzogen. Immerhin ist es nur ein vergleichsweise geringer Bruchteil derselben, welcher dem östlich gelegenen Lande zu gute kommt. Trägt das viel weniger hoch gelegene Columbiaplateau auch nicht den wüstenhaften Charakter des Great Basin, so bildet es doch blofs eine baumlose, weite Grasebene. Die westlichen Randketten des Felsengebirges erhalten etwas mehr Niederschläge, auch in Gestalt von Schnee. Der Betrag ist hier gröfser als auf der Hauptkette, da der Gehalt der Winde an Wasserdampf nunmehr fast erschöpft ist. Auf den Pässen der letzteren, von denen einige weniger als 6000 e. F. (1830 m) hoch sind, übertrifft die Schneetiefe nach General G. M. Roberts selten 18 i. (0.45 m); auf dem Deer Lodge Pafs (46° n. Br., 113° w. L. Gr., 1770 m hoch) ist sie z. B. meist nur 1 e. F. (0.3 m) hoch. Nach derselben Quelle finden wir als Firngrenze unter 46° Br. die Höhe von 12000 e. F. (3650 m)[2]. Zwei Breitengrade weiter nördlich scheinen allerdings im Gebirge die Schneemengen bedeutend gröfser zu sein, wenn die folgende Angabe richtig ist. Es soll nämlich der Marias Pafs (48° Br., 113° 50′ w. L.) bei einer Höhe von 8500 e. F. (2590 m) ungefähr an der Grenze des ewigen Schnees (8000—8500 e. F.) liegen. Gegen Ende Oktober fand Tinkham hier noch Schneebänke des vorangegangenen Winters an den beschatteten Ufern kleiner Seen der östlichen Abhänge, in einer Erhebung von etwa 5600 e. F. (1610 m)[3]. Vielleicht waren diese Schneemassen durch Lawinenstürze in solche geringe Erhebung gelangt.

---

[1] First, Second and Third Reports of U. S. Geological Surveysfor 1867—69, Wash. 1878, S. 83. Siehe auch: Das Geisergebiet des Yellowstone Park, Pet. Mitt. 1872, S. 241 und 321.

[2] Causes of Mild Temperature .. of Our Interior and Westerly Northern Latitudes. Journ. of the Am. Geogr. Soc., V, S. 225.

[3] Reports of Explor. and Surveys for a Railroad, I, S. 42.

Digitized by Google

Andererseits berichtet George Gibbs von der Plateauregion, westlich des Marias Paſses, am südlichen Knie des Kootenay River, daſs auf einigen höheren Bergen, welche die Baumgrenze (etwa 7000 e. F. = 2130 m) überragten, Schnee bis Anfang Juli gesehen wurde. Ebenso lag er Ende August nur in Flecken auf dem Teil der Hauptkette, der sich zwischen dem Kootenay River und seinem Zufluſs Elk River in 49½° Br. hinzieht, obgleich hier die Berge etwa 8000 und 9000 e. F. (2440 und 2740 m) Höhe besitzen[1].

Wenden wir uns jetzt zum westlichen Wall des groſsen Erhebungssystems. Derselbe zeigt viel mehr inneren Zusammenhang und Einfachheit im Aufbau als das Felsengebirge. Im Grunde ist es eine einzige Gebirgskette, welche sich vom Kap San Lucas bis zur Mündung des Fraser hinzieht. Wir halten uns hier an die gebräuchliche Unterscheidung und haben es deshalb, da das Gebirge der Halbinsel Niedercalifornien nicht in Betracht kommt, mit der Sierra Nevada und dem Kaskadengebirge zu thun. Die südliche Grenze liegt dann etwa am Tehachipipaſs in 35° Br., während die Abgrenzung der beiden Ketten in 41° oder 42° Br. anzunehmen ist, je nachdem man den Mt. Shasta der einen oder der anderen hinzurechnet. Der Westabfall des ganzen Zuges ist bedeutend länger als der östliche, einmal weil er viel sanfter ist und dann, weil er sich zu einem ungefähr 1200 m tieferen Niveau herabsenkt. Südlich, in der Sierra Nevada, ist im allgemeinen die Kammhöhe gröſser als nördlich, im Kaskadengebirge, wo sich einzelne aufgesetzte Vulkankegel hoch über ihre Umgebung erheben. — Die Sierra Nevada erreicht ihre gröſste Höhe im Gebirgsstock des Mt. Whitney zwischen 36° und 37° n. Br.; letzterer Berg kennzeichnet mit seinen 14898 e. F. (4540 m) die bedeutendste Erhebung in den Vereinigten Staaten auſser Alaska. Trotz solcher Höhe scheint sich in dieser Breite kein ewiger Schnee zu finden, eine unmittelbare Folge der trockenen Atmosphäre und der Ausstrahlung der umgebenden heiſsen Flächen. So haben wir im besonderen östlich die Senke des Death Valley und südöstlich die Mohavewüste. Die herrschenden Winde tragen einen monsunartigen Charakter, im Sommer sind es Südwinde vom californischen Golf, im Winter Nordwinde, wenn auch letztere im Kampf mit den Westwinden, welche südlich des 36.° Br. leicht über die hier niederen Gebirgsketten hinwegwehen können. Die Niederschläge sind dabei äuſserst gering[2]. Weiter

[1] Physical Geography of the North Western Boundary of the United States, Journ. of the Am. Geogr. Soc., IV (1874), S. 379, 380.

[2] Whitney, The United States, Boston 1889, S. 153.

Digitized by Google

nördlich haben wir in Californien fast gänzlichen Mangel des Regens im Sommer, dagegen ein stark gekennzeichnetes Maximum im Winter [1]; erst mit der Totalzunahme des Niederschlagsbetrags in Oregon und Washington ergiebt sich ein merklicher Zuwachs für denjenigen des Sommers, bis er in der Nordwestecke des letzteren Staates fast 30 cm beträgt. Die Summe der Niederschläge ist hier sehr bedeutend, unmittelbar an der Küste, in Neach Bay (48° 22′ Br., 124° 37′ L.), nach Schott bis 300 cm. Dabei sollen allerdings ziemliche Schwankungen innerhalb verschiedener Jahre vorkommen. Wir haben ähnliche Verhältnisse, auch bezüglich der geringen Temperaturschwankung, wie in etwas niedereren Breiten (38°—42° s. Br.) an den Küsten Südchiles. — Dies alles bezieht sich aber ausschliefslich auf den westlichen Rand des Gebirgszuges. Der östliche Abhang und vor allem das dahinter liegende Land erhalten bedeutend weniger Feuchtigkeit. Fallen nun aber auch schon auf der mittleren Sierra Nevada im Winter grofse Schneemassen, so sind sie andererseits bei dem ziemlich wolkenlosen Himmel des Sommers der unausgesetzten Wirkung der heifsen Sonnenstrahlen preisgegeben. Derart wird der Winterschnee ein wertvoller Schatz für das Land; denn würden andererseits die Niederschläge alle in Form von Regen fallen, so gäbe es verheerende Fluten im Winter, im Sommer beinahe vollständige Trockenheit. Doch sieht man etwa vom Mt. Lyell (37° 45′ Br.) bis zum Hennes Pafs (39° 30′ Br.) den Kamm des Gebirges nie ganz von Schnee entblöfst; nur am Ende langer, heifser Sommer, die auf einen ungewöhnlich trocknen Winter folgen, finden sich gröfsere Massen nur in den Schluchten und an den Nordabhängen der allerhöchsten Gipfel [2]. Soweit jetzt bekannt, kommen ausdauernde Schneefelder am weitesten nach Süd noch südlich des Mt. Ritter, an den Quellen der Zuflüsse des Owen's River vor (ca. 37° 30′ Br.). Verschiedene derartige Ansammlungen am Mt. Ritter, Mt. Mc. Clure, Mt. Lyell, Mt. Dana wurden als kleine Gletscher erkannt [3]. Nach Ratzel reicht am Mt. Dana, im Osten und Norden, Firn mit Eisspalten bis 3600 m herab [4]. — Nördlich von 39½° Br. ist die Sierra Nevada von geringerer Höhe; auf dieser Strecke des Gebirgskammes bis zum Lassen's Peak (40° 30′ Br.) liegt daher gewöhnlich Ende Sommers wenig oder gar kein Schnee, meist hält er sich nur in geschützter Lage an den nördlichen Ab-

---

[1] S. u. a. B. King, Report on California, Wash. 1850.
[2] Whitney, Pet. Mitt., XVI (1871), S. 17.
[3] Russel, Existing Glaciers. U. S. Geol. Survey, 1883—84, S. 315.
[4] Vereinigte Staaten von Nordamerika. I. S. 606.

Digitized by Google

hängen der höchsten Gipfel, wo die Flecken desselben wie angespritzt erscheinen. Am Lassen's Peak (3180 m) jedoch bleiben grofse Schneemassen während des ganzen Jahres bis 2000 e. F. (610 m) vom Gipfel abwärts. — Dann haben wir bis zum Mt. Shasta (ca. 41½° Br.) wieder keine bleibenden Schneeanhäufungen. Dieser 4400 m hohe Vulkan erhebt sich 3050—3350 m hoch über das vulkanische Plateau an seiner Basis. An ihm haben wir jahraus, jahrein grofse Mengen Schnees in Höhlungen, wie an den Abhängen, an allen Seiten bis vielleicht 2000 m unterhalb der Spitze, d. i. in 2400 m Höhe. Erst hier kann man nach Whitney von einer deutlich markierten Schneelinie (bezw. Firnlinie) sprechen, was nun weiterhin von den meisten der hohen Vulkankegel des Kaskadengebirges gilt. Die Kammlinie dieses Gebirges ragt allerdings nur an wenigen Stellen in die Region des ewigen Schnees. Dieselbe dürfte im Mittel bei 1800—2000 m anzusetzen sein, während die Pässe zwischen 1000 und 1500 m liegen[1]. Nach Goad (Mitglied der Wheeler Survey) liegt in Oregon die Firngrenze im Durchschnitt 7000—8000 e. F. (2124—2438 m) hoch[2]. Am westlichen Abhang von Diamonds Peak (43¾° Br., 2950 m hoch) fand man im Sommer 1878 grofse Massen von Schnee in einer ungeheuern Aushöhlung des Berges. Schneebänke, 21—24 m dick, lagen auch an der nördlichen und südlichen Seite; einmal mufste man durch einen Tunnel von gefrornem Schnee hindurch. Südlich gegen die Grenze von Californien scheint jedoch die Firnlinie am Mt. Pitt sich erheblich über der oben genannten Mittelhöhe zu halten. B. Emmons bestimmte die Erhebung des letzteren Berges bei seiner Besteigung im Sommer 1885 barometrisch zu 9718 e. F. (2962 m). Er giebt an, dafs sich ausdauernde Schneemassen nur nahe dem Gipfel, in einem nördlichen Nebenkrater fanden, sowie sonst noch einige unbedeutende Flecke in geschützten Winkeln. Ein beträchtliches Areal an der Nordseite des Hauptkraters war im Sommer 1875 bis in den August, wenn auch nur in dünner Schicht, mit Schnee bedeckt; im September verschwand letzterer jedoch beinahe ganz[3]. — In Washington hat sich die Firngrenze beträchtlich gesenkt; sie liegt hier nach Newberry an der Westseite des Gebirges ungefähr bei 6500 e. F. (1980 m), während sie östlich, im Windschatten, sich

---

[1] Roberts giebt die allgemeine Erhebung des Gebirges zu 7000 e. F. (2130 m), was uns als Mittelwert gegenüber den Pafshöhen etwas hoch erscheint; im Lehrbuch der Geographie von Guthe-Wagner finden wir sogar 3000 m als Kammhöhe.

[2] Proceed. of the R. G. Soc., I (1879), S. 694.

[3] Bulletin of the California Academy of Sciences, IV, Jan. 1886, S. 231.

Digitized by Google

mehrere hundert Fuſs höher, etwa bei 7000 e. F. (2130 m) befindet[1]. Jedoch auch andere zum Teil abweichende Angaben sind vorhanden. So giebt M. Roberts als Firngrenze für das Kaskadengebirge unter 46° Br., 8000 e. F. (2440 m) an[2]; dieselbe Höhe hat nach G. Gibbs am Mt. Rainier (46½° Br.) Lieutenant Kautz bei der ersten Besteigung dieses Berges, im Jahre 1857, beobachtet[3]. — Gibbs, den wir schon einigemal genannt haben, schildert in seinem Aufsatz über die physikalische Geographie dieser Gebiete die Schneeverhältnisse ziemlich ausführlich. Er betont, daſs im nördlichen Teil des Kaskadengebirges eine ausgesprochene Firngrenze vorhanden sei, wenn sie auch sehr unregelmäſsig verlaufe. Messungen waren nach ihm (1874) kaum vorhanden (auch wohl jetzt nicht), dagegen mehrfache Schätzungen. Gibbs meint schlieſslich, im allgemeinen werde in Washington als Grenze der mehr beträchtlichen Firnfelder durchschnittlich 7000 e. F. (2130 m) Höhe angenommen. Endlich sei noch angeführt, daſs Coleman während seiner Besteigung des Mt. Baker (48¾° Br.), Mitte August 1868, an der südwestlichen Seite dieses Berges, wo groſse Schneemassen sehr tief herabreichen, die Schneelinie in einer Thalausweitung durch Aneroidbeobachtung zu 5175 e. F. (1590 m) bestimmte[4]. — Im übrigen nimmt er diese Grenze für die Küste jedoch zu 6000 e. F. (1830 m) an. — Im allgemeinen können wir wohl bezüglich der Firngrenze des Kaskadengebirges an den Angaben von Goad und Newberry festhalten. Von etwa 2400—2500 m im Süden mag sie sich bis gegen 2000 m an der Nordgrenze der Vereinigten Staaten senken. Sicher ist dabei ein wesentlicher Unterschied zwischen West- und Ostabhang vorhanden, wofür wir jedoch nur die Zahlenangabe des letztgenannten Forschers beibringen konnten.

Was die gegen den pacifischen Ocean vorgelagerten Küstenketten betrifft, so erreichen sie nirgends die Region des ewigen Schnees. Beobachtet wurde von Ratzel, daſs im Januar die St. Annakette bis 1400 m Höhe mit Schnee bedeckt war. Nur das isolierte, etwa 2500 m hohe Gebirge der Olympic Range (47¾—48° Br.) trägt westlich der Hauptkette ewigen Schnee[5].

Zwischen dem Kaskadengebirge und den Rocky Mts. finden sich auf dem Columbiaplateau, auſser einigen Ketten an der Grenze, keine

---

[1] Am. Journ. of Science III. ser. XXX, S. 342, 345.
[2] Journ. of the Am. Geogr. Soc., V, S. 236.
[3] Ebenda, IV, S. 355.
[4] Alpine Journal, IV, August 1869, S. 361; VIII, August 1877, S. 387.
[5] Ausland, 1883, S. 497.

Digitized by Google

so bedeutenden Erhebungen, dafs sie hinsichtlich der Firnlinie in Frage kommen könnten; dasselbe gilt von den Blue Mts. am südlichen Rande. Anders ist es jedoch südlich mit dem Great Basin. Wohl ist dies durchschnittlich vielleicht 1800 m hohe Plateau im ganzen sehr trocken und wüstenhaft, da es in seinen ebenen Teilen eigentlich gänzlich der atmosphärischen Niederschläge entbehrt. Nur lokale, unregelmäfsige, heifse Winde wehen in den unteren Regionen. In den oberen Luftschichten finden wir jedoch an der Sierra Nevada aufgestaute, westliche Winde, welche im Winter den Rest ihrer Feuchtigkeit in Form von Schnee auf den obersten Spitzen der höheren Ketten abladen. Das Schmelzwasser dieses Schnees ist es ausschliefslich, welches das wenige Grün erhält, überhaupt die Fruchtbarkeit der Bergabhänge und Thäler, und so verhindert, dafs eine vollkommene Wüste entsteht, wie denn auch überall, wo kein Winterschnee vorhanden, alles steril ist. Nur in geringer Menge bleibt freilich der Schnee das ganze Jahr hindurch. Es ist dies an den nördlichen Abhängen der höheren Gipfel der East Humboldt Mts., welche sich in 40—41° n. Br., 115½° w. L., bis 12500 e. F. (3810 m) Höhe erheben. Kleine, vom Schmelzwasser genährte Seen befinden sich hier in grofser Höhe, dicht unterhalb der ausdauernden Firnflecken. Wohl am eingehendsten wurde diese Kette untersucht durch die Wheelerexpedition im Jahre 1869[1]. Dann findet sich weiter südöstlich in der sonst verhältnismäfsig niederen Snake Range der noch höhere Wheeler's Peak (39° n. Br., 114¼° w. L)., welcher durch die eben erwähnte Expedition zu 13063 e. F. (3990 m) bestimmt wurde. Hier, in einem Gebiet, welches für Gletscherbildung kaum ungünstiger sein kann, liegt doch in 3600 m Höhe eine Eismasse, die als rudimentärer Gletscher angesehen werden mufs[2].

b. BRITISCH NORDAMERIKA UND ALASKA.

Für Britisch Amerika haben uns als Hauptquelle die Berichte der geologischen Landesaufnahme gedient. Zur besseren Übersicht schicken wir wieder einen kurzen Abrifs der Topographie voraus[3].

---

[1] Report and Reconnoissance in Southern and Southeastern Nevada, 1869; Engeen. Dep. U. S. Army, Wash. 1875, S. 27. 62.

[2] Russel, Existing Glaciers, S. 342.

[3] Des Weiteren sei verwiesen auf die Aufsätze von H. Töppen: „Über den Gebirgsbau von Britisch-Columbia", Globus, 56 (1889), S. 289, und „Das Land am oberen Yukon", Globus, 57 (1890), S. 17, 43.

Digitized by Google

Auch nördlich der Vereinigten Staaten ist in dem grofsen Erhebungssystem ein westlicher und ein östlicher Grenzwall zu unterscheiden, von denen letzterer den Namen des Felsengebirges weiterführt, wogegen der erstere fast durchgängig nur Küstenkette genannt wird. Die Plateauform des dazwischen liegenden Gebietes bleibt ebenfalls im ganzen bis gegen 56° n. Br. erhalten, wenn sie auch, besonders in der Nähe der Grenze, durch zahlreiche, dabei ziemlich hohe Bergketten verdeckt erscheint und aufserdem das Land immer einen mehr oder weniger welligen Charakter trägt. Diese Hochebene von Britisch Columbia gehört dem bei weitem gröfsten Teil nach zum Flufsgebiet des Fraser. Die Flüsse, wie zahlreiche Seen haben sich tief unterhalb des allgemeinen Niveaus von etwa 1000 m eingeschnitten. Betreffs des Klimas ist zu bemerken, dafs vor allem der Süden (51 bis 52° Br.) bei gröfserer durchschnittlicher Höhe ziemlich trocken ist und sich nur in den besser bewässerten Thälern zum Ackerbau geeignetes Land findet. — Nach Ost wie West geht das Plateau durch allmählich höher werdende Ketten ziemlich langsam in die hohen Randgebirge über. Dabei haben wir zu beachten, dafs im Gebiet des Felsengebirges aufser dem Hauptkamm im Osten, der diesen Namen im engeren Sinne führt, noch ein oder zwei nach Westen vorgelagerte Gebirgszüge unterschieden werden. Einmal können wir in letzterer Richtung, jenseits des tief eingeschnittenen Columbia-Kootenaythales, den Zug der Purcell, Selkirk und Columbia Mts unterscheiden, denen sich noch nördlich die Cariboo Mts. anschliefsen. Andererseits rechnet man zu dieser Gruppe jedoch nur die Purcell, Selkirk und östlichen Cariboo Mts. und nimmt dann noch eine westlichere Kette an, gebildet aus den Snowy Mts., Columbia und westlichen Cariboo Mts., sowie weiter nördlich den Peak Mts.[1]. Diese Gebirge zeigen einen ziemlich einheitlichen Zug in der Hauptkammrichtung von Südost nach Nordwest. Weniger ist dies der Fall in den Coast Ranges, ganz entgegengesetzt den Verhältnissen in den Vereinigten Staaten, wie denn auch jene mit dem Kaskadengebirge keinen direkten Zusammenhang besitzen. Ein Hauptkamm ist schwer erkennbar, zum wenigsten ist eine durchgehende Wasserscheide vorhanden, da die Hauptflüsse zum pacifischen Ocean, wie Homathco, Bella Coola, Salmon, Skeena, alle auf dem mittleren Plateau ihre Quellen haben. Es sind mehr kürzere Ketten, bei einer Gipfelhöhe von etwa 6—7000 e. F. (1850—2150 m), welche sich in der Hauptstreichungsrichtung aneinander schliefsen.

[1] Waddington, On the Geography of British Columbia. Journ. of the R. Geogr. Soc., XXXVIII (1868), S. 118.

Digitized by Google

Höhere Berggruppen von mehr steiler und zerrissener Gestalt, 8000 bis 9000 e. F., d. i. ca. 2400—2700 m hoch, finden sich vereinzelt, vor allem am südlichen Teil der Küste, im Hintergrund der tief in das Land eingeschnittenen Fjords. Endlich haben wir noch einen, zum Teil ins Meer getauchten, westlichsten Gebirgszug, gekennzeichnet durch die Ketten von Vancouver und Queen Charlotte Islands, als dessen Anfang wohl auf dem Festland die Olympic Range anzusehen ist. — Alle diese von Südost nach Nordwest verlaufenden Gebirgszüge bilden gleichviel Niederschlagszonen der durch die westlichen Winde herangeführten Feuchtigkeit.

Von etwa 56° n. Br. an zeigt das Gebirgssystem eine sehr bemerkenswerte Verschmälerung nach einer besonders im Osten durch das Durchbruchsthal des Peace River gekennzeichneten Einsenkung. Im ganzen tritt der Hochgebirgscharakter mehr zurück; weite Strecken hügeligen Landes schieben sich zwischen die einzelnen Ketten. Gemäfs der durchschnittlich geringeren Gipfelhöhe ist auch die Erhebung der Hauptthäler im Yukongebiet nicht bedeutend. Letztere beträgt am Zusammenfluſs von Pelly und Lewes River nur ungefähr 450 m, während sie an den Quellen des Skeena noch 760 m ist. Zu beiden Seiten des Peace River überschreiten die Höhen des Felsengebirges nicht 6000 e. F. (1830 m). Im Quellgebiet des Pelly und Dease River haben wir jedoch in der Tootschokette, welche als Fortsetzung des Hauptkammes angesehen wird, noch einmal Erhebungen von 2100 bis 2700 m; auch weiter westlich zwischen Dease und Lewes River werden die Berge bis 2400 m Höhe angegeben[1], während direkt südlich die Wasserscheide nur 900 m hoch ist[2]. Als nordöstliche Ausläufer haben wir nur einige niedere Ketten, welche das linke Ufer des Mackenzie bis gegen das Eismeer begleiten und zuletzt unter dem Polarkreis kaum 700 e. F. (212 m) Höhe erreichen[3]. — Die Küstenketten am Stakeen, wie im Hintergrund des Lynnkanals, übersteigen jedenfalls nicht die mittlere Erhebung derjenigen von Britisch Columbia; die Pässe aus dem Chilcat- zum Yukongebiet haben nach A. Krause und Schwatka eine Höhe von 1000—1400 m[4]. Vorgelagert ist noch ein weiterer Zug, welcher südlich durch die Berge des Prince of Wales Archipels und dann nördlich auf dem Festland durch die hohen Eliasalpen gekennzeichnet ist. Es ist vielleicht weniger eine

[1] Petermanns Karte von Alaska. Mitt., XV (1869), T. 19.

[2] Nach Ogilvie, Science, XI, S. 185.

[3] Journ. of the R. Geogr. Soc., XV., S. 344.

[4] Verh. d. Ges. für Erdk., X, S. 287, bezw. „Along Alaskas Great River," Newyork, S. 83.

Digitized by Google

Fortsetzung der Vancouverkette als der äußersten Randketten von Britisch Columbia. Zahlreiche Vulkankegel geben diesem Gebirgszug sein Gepräge, besonders auf dem Festland, wo Mt. Fairweather und der gewaltige Mt. Elias (nach Dall 5950 m) genannt sein mögen. Nördlich von 60° Br. drängt sich das Gebirge weiter zusammen und folgt, seine frühere Hauptrichtung verlassend, in den vergleichsweise niedrigen Alaskan Mts. der Biegung der Küste. Überall ist letztere von erloschenen, wie thätigen Vulkanen umsäumt; dieselben stehen durch die alaskische Halbinsel mit denen der Aleuten und durch diese weiterhin mit jenen Ostasiens in Verbindung.

Kehren wir jetzt wieder zu unserer eigentlichen Aufgabe zurück, der Frage nach der Höhenlage des ausdauernden Schnees. Vorauszuschicken ist sogleich, daß wirkliche Messungen der Firngrenze in diesen nördlichen Gebieten so gut wie gar nicht vorhanden sind. Das Felsengebirge ist bis ungefähr 53° Br. die höchste Erhebung in Britisch Columbia, sowohl hinsichtlich der Kamm-, wie der Gipfelhöhe. Die Pässe liegen in diesen Breiten zwischen 1460 m und 2160 m Höhe, die Gipfel sind in der Nähe der Grenze gegen 3000 m hoch und sollen in 52° und 53° Br., im Mt. Murchison 13500 e. F. (4075 m), im Mt. Brown und Mt. Hooker sogar 15—16000 e. F. (4570—4875 m) erreichen. Bemerkenswert ist noch, daß die Basishöhe im Osten ungefähr 1440 m beträgt, die mittlere Erhebung des Columbia-Kootenaythales dagegen nur 2450 e. F. (750 m)[1].

Nur seiner bedeutenden Erhebung verdankt es das Gebirge, daß die Niederschläge in seinen höheren Regionen immerhin nicht unbeträchtlich sind, wenigstens an dem westlichen Abhang, trotz der vorgelagerten zahlreichen Ketten, welche den größten Teil der vom pacifischen Ocean herangeführten Feuchtigkeit festhalten; an beiden Seiten herrscht dann freilich auch große Trockenheit. Schnee fällt, wie Dawson berichtet, über 6000 e. F. (1830 m) Höhe mehr oder weniger häufig jeden Monat und gegen Ende Oktober selbst in den niederen Thälern der Bergregion. Größere Flecken ausdauernden Schnees finden sich überall im Gebirge, schon häufig wenig über der eben angeführten Höhe von 1830 m; an den nördlichen Abhängen und in geschützten Thälern steigen sie sogar noch weiter herab[2]. Auch kommen ziemlich ausgedehnte Firnfelder vor, ohne in größerer Erstreckung eine zusammenhängende Bedeckung zu bilden und so eine

[1] Geological and Natural History Survey of Canada; Report of Progress, 1885, S. 16 B. — 21 B.

[2] Ebenda S. 32 B.

Digitized by Google

deutlich markierte Firnlinie zu zeigen. Es giebt selbst Massen von Schnee und Eis in den höheren Regionen, nahe dem 49.° Br., welche Gletscher genannt werden möchten; wahre Gletscher (d. h. wohl solche erster Ordnung, Thalgletscher) haben wir jedoch erst weiter nördlich, an den Quellen des Bow River und Athabasca. In dem letzteren Gebiet, welches wenigstens teilweise zuerst von Hector, einem Mitglied der Palliserexpedition in den Jahren 1857—1860, näher erforscht wurde, beobachtet man die gröfsten Schneemassen des Felsengebirges. Bourgeau, der Botaniker der Expedition, rechnet im Gebiet des Mt. Forbes und Mt. Lyell ($51^1/_2$° Br.) die alpine Region von 6500 bis 8600 e. F. (1980—2620 m)[1], so dafs die Firngrenze, d. h. hier jedenfalls die klimatische, die untere Grenze der zusammenhängenden Firnfelder, wohl in letzterer Höhe (2620 m) anzusetzen wäre. Hierauf scheint die Angabe von Berghaus zurückzuführen zu sein. Weiter nördlich ist das Felsengebirge weniger bekannt, sicher aber ist, dafs es etwa von den Quellen des Fraser an sehr rasch in seiner Erhebung abnimmt. Letztere beträgt nördlich vom 54.° nicht mehr als 5—6000 e. F. (1520—1830 m), bei gleichzeitiger Erniedrigung des Sockels auf 2500 e. F. (760 m). Hier, in ungefähr 55° Br., wurden von Dawson Ende Juli nur wenige beträchtliche Schneeflecke gesehen; im August erschienen die Berge sodann nur leicht mit Schnee betupft[2]. In 56° Br. wurde von Selwyn der nach ihm benannte, ziemlich isoliert am Südufer des Peace River liegende Mt. Selwyn bestiegen. Die Erhebung aller bedeutenderen Gipfel, welche gesehen wurden, schien wenig verschieden von derjenigen dieses nach barometrischer Messung 6220 e. F. (1900 m) hohen Berges. Auf allen lag Schnee in der betreffenden Jahreszeit, Mitte Juli, aber nur in Flecken, wenn auch diese manchmal gröfsere Ausdehnung erreichten[3].

Über die Verhältnisse im Gebirge nördlich des Peace River besitzen wir kaum Kenntnis.

Die dem Felsengebirge vorliegenden Ketten empfangen wesentlich mehr Niederschläge; es gilt dies insbesondere von den hohen Ketten, der Gold Range (Columbia Mts.) und Selkirk Mts. Erstere erreichen in den höchsten Gipfeln 9000 e. F. (2750 m) und letztere nach Spotswood Green im Mt. Sir Donald sogar 10645 e. F. (3440 m). Die Selkirk Mts. besitzen, wie Green uns berichtet, eine ausgedehnte

---

[1] Pet. Mitt., VI (1860), S. 30.

[2] Geological Surveys, 1879—80, S. 37 B. nebst Karten.

[3] Ebenda, 1875—76, S. 42.

Digitized by Google

Schnee- und Gletscherbedeckung. Das Niveau des ausdauernden Schnees nimmt derselbe bei 7000 e. F. (2130 m) an[1]. Ähnlich werden die Verhältnisse auch in der Columbiakette liegen[2]. — In den Coast Ranges reicht in der Nähe des 49.° Br. die Firngrenze wohl bis 6500 e. F. (1980 m) herab, genauere Beobachtungen sind nicht vorhanden; kleinere Gletscher sollen bis 1400 m herabsteigen[3]. Doch scheint im übrigen nach Norden hin die Firngrenze sich zunächst nur langsam zu senken. In ungefähr 52½° Br. und 125°—126° w. L., nahe den Quellen des Salmon River, haben wir östlich der Haupterhebung drei isolierte von Süd nach Nord gerichtete Ketten vulkanischen Ursprungs. Es sind von West nach Ost Tsi-tsutl, Il-gachuz und It-cha Ranges, welche eine Höhe von 6—7000 e. F. (1830 bis 2130 m) erreichen. Nach Dawson besteht hier durchaus keine zusammenhängende, ausdauernde Schneedecke. Während seines Aufenthaltes in diesem Gebiet fand derselbe allerdings bis Anfang August noch in 5200 e. F. (1585 m) Höhe grofse Schneebänke. Doch nur an beschatteten Stellen erhält sich der Schnee den ganzen Sommer hindurch. — Bemerkenswert ist aber die Thatsache, dafs sich gut erkennen liefs, wie die Linie, über welcher solche Firnflecken lagen, von West nach Ost sich sehr deutlich hob[4]. Auf der Hauptkette selbst wurde andererseits in etwa 54¼° Br., an den Quellen des Zymoets River, eines linken Zuflusses des Skeena, im Beginn des August die Schneelinie 5200 e. F. (1585 m) hoch beobachtet. In derselben Breite erblickte Dawson die etwas 1200 m übersteigenden Berge zu beiden Seiten des Mündungsarmes des Skeena, Anfang Juni, noch tief in Schnee begraben[5]. Grofse Schneemassen mögen sich vor allem an den Bergen im Hintergrund der zahlreichen Fjorde von Britisch Columbia anhäufen. Jedenfalls liegt hier die Firngrenze wesentlich niedriger als im Binnenland. — Auf Vancouver sind nach Brown Arrowsmith und Moriarty Mts (49¼° Br., 124½° w. L.), bei einer Höhe von 5970 bezw. 5185 e. F. (1820 und 1580 m), gewöhnlich während des ganzen Jahres mit Schnee bedeckt. In der Nähe des Bear River, an der Südwestseite derselben Insel, traf dieser Forscher in den ersten Augusttagen schon bei 4000 e. F. (1220 m)

---

[1] Explorations in the Glacier Regions of the Selkirk Range. Proc. of the R. Geogr. Soc., 1889, S. 153.

[2] Geological Surveys, 1877—78, S. 20 B.

[3] Ebenda, 1882—84, S. 9 B.

[4] Ebenda, 1876—77, S. 26—37.

[5] Ebenda, 1879—80, S. 9 B.

Digitized by Google

auf Schnee, höher hinauf grofse Felder davon[1]. Er bemerkt, dafs hier mehr Schnee liege als auf dem Kontinent in derselben Breite, was uns wegen der Niederschlagsverhältnisse sehr erklärlich erscheint. — Zu bedeutender Tiefe fällt Schnee auf den Queen Charlotte-Inseln, jedoch nur in den höheren Teilen; in den Niederungen bleibt er nie lange liegen, man hat hier selbst Winter ohne Schnee, wie z. B. 1876—77. Viele der höheren Gipfel jedoch, welche sich in 52½° Br. wahrscheinlich bis über 5000 e. F. (1524 m) erheben, tragen grofse Flecken ausdauernden Schnees. Ja weiter nördlich haben wir selbst an Bergen, die kaum 4000 e. F. (1220 m) erreichen, an beschatteten Stellen kleine Firnflecke während des ganzen Sommers[2]. Mehr polwärts scheint das Klima am Nordostrand des alaskischen Meerbusens ein noch feuchteres zu sein. Die Niederschläge betragen zu Fort Tongafs (54¾° n. Br., 131½° w. L.) jährlich 300 cm (Winter 94, Frühling 65, Sommer 39, Herbst 102 cm) und in Sitka (57° n. Br., 135¼° w. L.) bezüglich 208 cm j. (W. 56, Fr. 37, S. 38, H. 77 cm). Wenn nun auch auf den Inseln des alaskischen Archipels (55—58° n. Br.) Schnee im Meeresniveau wegen der milden Winter kaum einmal einige Tage liegen bleibt, so findet er sich doch ausdauernd an den Bergen derselben, welche sich etwa 3000 e. F. (914 m) bis gegen 4000 e. F. (1220 m) hoch erheben[3]. Freilich scheinen es hier keine zusammenhängenden Firnfelder zu sein. Als orographische Firngrenze können wir aber wohl ungefähr die Höhe von 900 m annehmen; vielleicht liegt dieselbe im Norden auch noch etwas tiefer. Dieselbe Höhe von 3000 e. F. (914 m) giebt Williams für den Mt. Elias und seine Umgebung als Firngrenze an[4]. Topham dagegen, welcher dieses Gebiet Sommer 1888 (Mitte Juli) besuchte, verlegt jene an der Südseite in 2500 e. F. (760 m) und bemerkt, an der Nordseite liege sie viel tiefer. Am ersteren Abhang fand er, an einer schneefreien, voll den Strahlen der Sonne ausgesetzten Stelle noch in 4500 e. F. (1370 m) einige Lichenen; die Grenze der übrigen Vegetation lag jedoch schon in 1500 e. F. (460 m)[5]. Noch zwei anderweitige Angaben betreffs der Firngrenze des Mt. Elias sind anzuführen; dieselben gehen sehr auseinander. Bei Wahlenberg findet sich die Höhe von 4800 P. F. (1560 m), wogegen Seton-Karr nach seinen Beobachtungen, im Sommer

[1] Pet. Mitt., XV (1869), S. 85.

[2] Geological Surveys, 1878—79, S. 30 B.

[3] U. S. Coast Survey, 1867.

[4] Appalachia, V. 4, S. 329 (Referat nach Scribners Magazine).

[5] A visit to the Glaciers of Alaska and Mt. St. Elias. Proc. of the R. Geogr. Soc., XI (1889), S. 468.

Digitized by Google

1887, gerade für die Südseite nur 400 e. F. (122 m) annimmt. Derselbe sagt ausdrücklich, „wenn die Schneelinie definiert sei als die untere Grenze der Region des ewigen Schnees — in anderen Worten, als diejenige Höhe über dem Meeresniveau, unter welcher aller Schnee, der jährlich fällt, im Sommer wegschmelze", dann müsse man die genannte Erhebung annehmen. Es gelte dies nur für die Küste, wo ein aufserordentlich starker Schneefall stattfinde[1]. — Wir glauben nun, dafs jene ersten Angaben von Williams und Topham der klimatischen Firngrenzhöhe am nächsten kommen. Wollen wir eine mittlere Zahl haben, so dürfte vielleicht 800 m zu wählen sein. Allerdings wird dies nur für das beschränkte Gebiet der Mt. Eliasalpen (ca. 58° bis 61° Br.), insbesondere für jenen Berg selbst gelten, wo wir eine so gewaltige Vergletscherung bis zum Meeresniveau herab haben, die ausgedehnteste im ganzen Kontinent, wo also die grofsen Firnmassen der höheren Regionen darauf hinwirken müssen, die untere Grenze des ewigen Schnees sehr tief herabzudrücken. Die Verhältnisse entsprechen so nur den ähnlichen im Süden des Erdteils. Sicher werden dabei in der Firnbedeckung grofse lokale Unterschiede bestehen zwischen der See- und Landseite, d. h. hier zwischen Süd- und Nordabhang. In diesem sehr feuchten Klima, wo der Himmel meist durch Wolken verdeckt ist, kann die Lage der Abhänge gegenüber der Sonne in viel geringerem Mafse in Betracht kommen als die Lage zu den die Niederschläge heranführenden Winden. Danach ist vorauszusetzen, dafs am Mt. Elias, entsprechend den bei weitem gröfseren Schneemassen, die im Süden angehäuft werden, auch das Niveau des ausdauernden Schnees hier wesentlich tiefer liegt als im Norden. Damit stimmen die Bemerkungen von Seton-Karr überein, wennschon seine aufserordentlich niedere Firngrenzangabe nicht vollkommen erklärt wird. Wir halten dafür, dafs seine bezügliche Beobachtung zu 120 m nur als lokal bedingt angesehen werden kann[2]. Ist vielleicht die Firnlinie der Gletscher gemeint, welche letztere ja den Berg zu einem grofsen Teil umgürten? Wurde die geeignete Zeit der Messung gewählt? Mitte Juli bis Mitte August hat die Schneebedeckung hier wohl kaum ihr Minimum erreicht. Es fehlt leider an der näheren Darlegung der besonderen Umstände der Beobachtung, sowohl bei Seton-Karr als bei Topham, so ausführlich auch sonst ihre Angaben

[1] Proc. of the R. Geogr. Soc., VII (1887), S. 275.

[2] Für die nahe westlich gelegene Küste von Prince Williams Land, in der Nachbarschaft des Cooper River, giebt Seton-Karr die Waldgrenze zu etwa 300 m an.

Digitized by Google

sind, gegenüber den meisten anderen, welche uns zu Gebote stehen. Die Beobachtung von Topham, betreffs der im allgemeinen niedereren Lage der Firngrenze an der Nordseite des Berges, scheint auf einem Irrtum zu beruhen. Der Angabe bei Wahlenberg liegt sicher nur eine Schätzung oder ungenaue Messung aus der Ferne, vom Meere aus, zu Grunde; sie verdient wenig Vertrauen, obgleich sie ja fast in allen Tabellen zu finden ist. — Weiterhin haben wir für die Küstengegend nur die Bemerkung von Elliot, dafs auf den Bergen von Prince Williams Land (61°, 62° Br.) die Firngrenze 3—4000 e. F. (d. h. ca. 1050 m) hoch liegen soll[1]. Überall zeigen auch sonst, längs der ganzen Umrandung des alaskischen Meerbusens, die Berge eine tief herabgehende, ausdauernde Schneebedeckung. Über die Höhenlage ist allerdings nichts bekannt. Verschiedene der Aleuteninseln tragen gleichfalls ewigen Schnee. Hier stofsen wir dann noch einmal auf Firngrenzmessungen, welche sich auf den Makushin (1635 m), den höchsten Gipfel der Insel Unalaska (53° 50′ n. Br.) beziehen. Schon Anfang des Jahrhunderts wurde hier durch A. v. Kotzebue die Höhe des ewigen Schnees zu 3—400 t (585—780 m) geschätzt[2]. Es war gelegentlich der bekannten russischen Expedition auf dem Schiffe „Rurik", welche A. v. Chamisso als Naturforscher begleitete. Später, am 1. September 1827, mafs Lüttke jene Erhebung zu 3517 e. F. (1070 m)[3]. Dann wurde sie endlich in neuerer Zeit, wie Dawidson berichtet, durch Mitglieder der amerikanischen Expedition zur Küstenaufnahme, Anfang September 1867, am östlichen Abhang zu ungefähr 3100 e. F. (955 m) bestimmt. Schnee in Flecken lag bis 1459 e. F. (465 m) herab[4]. — Das Innere der Alaskan Mts. ist uns noch vollständig unbekannt. Mt. Wrangell, am Cooper River, zeigt wohl ähnliche Verhältnisse bezüglich der Schneebedeckung wie Mt. Elias. Im übrigen scheint das erstere Gebirge eine scharfe Wetterscheide gegenüber dem Hinterland zu bilden, indem dort, so viel sich aus den spärlichen Nachrichten ersehen läfst, bedeutend weniger Niederschläge fallen als an der Küste. Nördlich des Yukon bewahren sicher die Romanzoff Mts. ausdauernden Schnee, da sie ja 2400—3000 m hoch ansteigen sollen. Was andererseits die niederen nordöstlichen Ausläufer des Felsengebirges am linken Ufer des Mackenzie betrifft, so

---

[1] Proc. of the R. Geogr. Soc., VII (1887), S. 275.

[2] Chamisso, Gesammelte Werke, I. 2, S. 349.

[3] Journ. of the R. Geogr. Soc., VII. S. 375.

[4] U. S. Coast Survey 1867, S. 195; dagegen ist S. 314 die Erhebung von 3168 e. F. als Firngrenze angegeben. Siehe auch Appalachia IV. 1, S. 1.

Digitized by Google

berichtet uns Richardson, dafs man nirgends auf den Gipfeln und Abhängen ewigen Schnee bemerke; nur gelegentlich möge derselbe in geringer Menge in engen Schluchten angetroffen werden. Der Boden ist nach ihm in 65° n. Br. gewöhnlich von Mitte Oktober bis Anfang Mai durch Schnee bedeckt[1]. Die Niederschläge sind hier wenig beträchtlich, dasselbe gilt hinsichtlich der östlich gelegenen Halbinsel Labrador. Trotzdem fand Bell auf den Küstenbergen im Norden des letzteren Landes (58°—60° n. Br.) Firnflecke, die während des ganzen Sommers ausdauerten. Jene Erhebungen, welche wir auf unseren Karten kaum angedeutet finden, sollen 4—6000 e. F. (12—1800 m) erreichen. Nur der Mangel an Niederschlägen scheint hier die Bildung kleiner Gletscher zu verhindern[2].

SCHLUSSBEMERKUNG.

Hiermlt wollen wir die Erörterung der Firngrenzverhältnisse, wie sie sich uns in Amerika darbieten, schliefsen. So weit es uns möglich war, haben wir die vorhandenen Angaben zusammengestellt und versucht, hiernach den Verlauf der Firngrenze festzustellen. Freilich mufsten wir dabei auch einigemal zu etwas hypothetischen Schlüssen unsere Zuflucht nehmen. Die Schwierigkeit der Frage liegt, wie wir gesehen, weniger in einer zu geringen Zahl der vorhandenen Firngrenzangaben als in der Mangelhaftigkeit vieler derselben. Wollten wir aber jetzt auf letztere ganz verzichten, so bliebe uns nur ein geringer Bruchteil, aus welchem wir kaum ein allgemeines Bild gewinnen könnten. Keinesfalls können wir den Stand der Forschung in den Kordilleren Amerikas mit demjenigen in unseren Alpen vergleichen, und doch ist man selbst hier nicht einig über die genauere Lage der Firnlinie. So wichtig das Problem für die physikalische Geographie ist, so grofse Schwierigkeiten bietet es der praktischen Bestimmung. Die verschiedenen Methoden der letzteren wurden insbesondere in verschiedenen Arbeiten von Ratzel[3] und dann in den

---

[1] Arctic searching expedition, a journal of a boat-voyage through Rupertsland etc. under command of S. J. Franklin, II.

[2] Geological Survey of Canada, 1885, I. S. 8 DD.

[3] Siehe besonders „Naturforscher", 12. Juni 1886.

Digitized by Google

„Gletschern der Ostalpen“ durch E. Richter[1] ausführlich erörtert. In erster Linie macht die Verschiedenartigkeit der Firnbedeckung eine Sonderung der Erscheinungsformen sehr wünschenswert. Deshalb hat Ratzel die orographische Firngrenze, d. h. diejenige Linie, welche die Gruppen der im Schutze von Lage, Bodengestalt und Bodenart vorkommenden einzelnen, zerstreuten Firnflecke und Firnfelder verbindet, gegenüber gestellt der klimatischen Firngrenze, der Begrenzungslinie der unteren Ränder freiliegender, zusammenhängender Firnfelder. In der Natur tritt uns ja im Grunde nur die erstere entgegen, wie Richter ausdrücklich betont; die letztere ist mehr oder weniger eine blofse Abstraktion, deren Feststellung wir anstreben. Dies kann jedoch kaum infolge einer einzelnen, nur flüchtigen Beobachtung geschehen; es ist die Gruppierung einer gröfseren Anzahl von Beobachtungen nötig, eine nähere Untersuchung der mafsgebenden Bedingungen, um alle zufälligen Faktoren zu eliminieren. Einzelne Messungen tragen an sich immer mehr oder minder lokalen Charakter. So ist die Angabe der Art und Weise der Beobachtung, wie der besonderen Umstände, unter denen die Bestimmung stattfand, von so grofser Wichtigkeit.

Zu dieser Betrachtung geben ja die Verhältnisse in den Kordilleren Amerikas vollauf Anlafs. Einigemal ist die orographische Bedingtheit des Firnvorkommens ausdrücklich bemerkt, an anderen Stellen können wir dieselbe nur vermuten. Als wesentlichste Merkmale des Firngrenzverlaufs in Südamerika sind hervorzuheben, dafs wir nordwärts des Äquator nur eine sehr langsame Höhenabnahme haben, während nach Süden zu, in Peru und Bolivia, sogar ein starkes Ansteigen (bis über 6000 m) zu konstatieren ist. Im Gebiet des südlichen Wendekreises fehlt in gröfserer Erstreckung überhaupt eine zusammenhängende Schneebedeckung, dann aber folgt, von 28°, 30° s. Br. an, ein aufserordentlich rasches Sinken der Firngrenze bis gegen 43° s. Br., worauf der weitere, vergleichsweise geringe Fall bis zur Magalhäesstrafse (ca. 53° Br.) einen ziemlich stetigen Charakter zu haben scheint. Gröfsere Lücken in den Angaben sind nur für letzteres Gebiet, wie für Nordperu, zu verzeichnen.

Betreffs Nordamerika ist der Schneemangel im Gebiet des Felsengebirges besonders hervorzuheben, der einen bemerkenswerten Gegensatz zu dem Schneereichtum der Küstenketten bildet. In letzteren haben wir teilweise ähnliche Verhältnisse wie in den chilenisch-argentinischen Anden. Auf die geringe Menge der Firngrenzangaben für jene nördliche Hälfte des Kontinents brauchen wir hier kaum noch

[1] Gletscher der Ostalpen, Stuttgart 1888.

Digitized by Google

einmal hinzuweisen; diejenigen für Südamerika und Mexiko, welche uns in ungleich gröfserer Anzahl zu Gebote stehen, wollen wir im Folgenden noch in einer Tabelle zusammenfassen. Ebenso haben wir den Versuch gemacht, zur besseren Übersicht den Verlauf der Firngrenze für diese Gebiete, wie er sich nach unseren Untersuchungen ergiebt, durch eine Kurve darzustellen. Indem wir dabei für die horizontale Erstreckung den Mafsstab 1 : 45 000 000, für die vertikale dagegen den von 1 : 2 250 000 wählen, erhalten wir eine Überhöhung von 200 : 1. Es seien die Mittelwerte der Firngrenzhöhen, welche wir dieser Skizze zu Grunde legen, hiermit angeführt.

18° 35′ — 19° 12′ n. Br. mexikanische Vulkane 4450 m,
11° n. Br. Sierra de Santa Marta 4650 m,
8° 10′ n. Br. Sierra de Merida 4550 m,
6° n. Br. columbianische Ostkette 4600 m,
ca. 1° n. Br. — 4° n. Br. columbianische Centralkette 4650 m,
½° n. Br. — 2° s. Br. Vulkane von Ecuador 4750 m,
10° s. Br. Gebirge von Huanaco 5050 m,
11° 15′ s. Br. Sierra Viuda 5150 m.

Westkette.

11° 40′ s. Br. Piedra Parada Pafs 5200 m,
15° 58′ s. Br. Vulkan von Inkocajo 5200 m
16° 20′ s. Br. Vulkan von Arequipa 5400 m } Mittel 5300 m.
17° 45′ s. Br. Chipicani 5590 m
18° s. Br. Sajama 5925 m } Mittel für 18° Br. 5900 m.
18° 10′ s. Br. Pauchata 6120 m

Ostkette.

14° 30′ s. Br. Vilcanotagebirge 4950 m,
16° 40′ s. Br. Illimanigruppe 5150 m (angenommener Mittelwert),
19° 54′ s. Br. Cordillera de los Frayles 5265 m
20° 6′ s. Br. Knotenpunkt des Cuzco 5230 m } Mittel für 20° Br. 5250 m,
21° s. Br. Cerro de Chorolque 5425 m
21° 43′ s. Br. Nevado de Esmoraca 5268 m } Mittel für 21° 20′ Br. 5350 m.

Chilenisch-Argentinische Anden.

28° s. Br. 5200 m, 30° 4900 m, 31° 4750 m, 32° 4400 m, 32°—33° 4200 m, 34° 3550 m, 34°—35° 3200 m, 35¼° 3000 m, 36° 2600 m, 37° 2100 m, 39° 1750 m, 40° 1600 m, 41° 1500 m, 42°—43° 1400 m, (45°—46° 1400 m), 47° 1300 m, 53° 1100 m, 54½° (Feuerland) 950 m.

Digitized by Google

TABELLE DER FIRNGRENZANGABEN FÜR MEXIKO UND SÜDAMERIKA.

Laufende Nummer.	Geogr. Breite, nördl.	Geogr. L. w. v. Gr.	Name des Landes, bezw. Gebirges, einzelnen Berges.	Höhenlage der Firngrenze in m	Autorität der Messung, bezw. nur Quelle.	Bemerkungen.
1.	19° 2′	97°	Pic von Orizaba oder Citlapetl, OSO.	4292	Humboldt tr.	
			— NW.	4270	Ratzel b.	
2.			Cofre de Perote	{3699}*	Humboldt tr.	
3.	19° 10′	98° 35′	Iztaccihuatl	4590	Alzate b.	
			— W.	4492	Humboldt tr.	
			— -	[3955]	—	
			— -	[3717]	—	Firngrenze auf einem Gletscher.
			— SW.	4450	Lenk b.	
4.	18° 35′	98° 33′	Popocatepetl	4621	Sonnenschmidt b.	
			— W.	4563	Humboldt tr.	
			— -	[4070]	—	
			— -	[3845]	—	
			— OSO.	4300	Dollfus etc. b.	
			— N. u. NW.	4328	Sonntag b.	
			— S.	4900	(Berghaus)*	
			— N.	4400	Felix und Lenk b.	
5.	19° 12′	99° 25′	Nevado de Toluca	[4473]	Humboldt b.	
			—	{4100}	Burkart b.	
6.	19°	103°	Nevado de Colima	[4004]	Dollfus etc. b.	
7.	11°	73° 40′	Sierra de Santa Marta SO.	4687	Acosta b.	
			Marta S.	4710	Sievers b.	
8.	8° 10′	70° 40′	Sierra de Merida	4534	Codazzi	
			—	[4400]	Sievers b.	An d. Concha.
	—	—	Pan de Azucar	4640	Sievers b.	Gipfelhöhe.
9.	6°	73°	Paramos de Cocui	4548	Karsten	
			—	4560	Hettner b.	
10.	5°	75° 30′	Mesa nevada de Herveo N.	4633	Reifs u. Stübel b.	
			de Herveo SW.	4665	—	
11.	4° 45′	75° 40′	Tolima	4672	Humboldt tr.	
			—	4635	Boussingault b.	
			—	4818	Caldas tr.	
			—	4566	Reifs u. Stübel b.	
12.	2° 40′	76° 30′	Paramos de Guanacos	4639	Humboldt (Gehlers W. B.)	
13.	2° 18′	—	Puracé	4705	Humboldt tr.	Der Gipfel ist jetzt nur noch 4608 m hoch.
			—	4670	Boussingault b.	
			— NO.	4600	Reifs u. Stübel b.	
14.	2° 15′	—	Pan de Azucar W.	4501	—	
			— S.	4519	—	
			— O.	4424	—	
15.	1°	78°	Cumbal O.	4547	—	

* Runde Klammern bedeuten, dafs die betreffende Autorität nur Quelle der Angabe ist, eckige Klammern, dafs wir es hier nur mit orographisch bedingtem Vorkommen zu thun haben, endlich geschweifte Klammern, dafs die Messung nicht das Minimum der Schneebedeckung angiebt.

Digitized by Google

Laufende Nummer.	Geogr. Breite, nördl.	Geogr. L. w. v. Gr.	Name des Landes, bezw. Gebirges, einzelnen Berges.	Höhenlage der Firngrenze in m	Autorität der Messung, bezw. nur Quelle.	Bemerkungen.
16.	1°	78°	Chiles O.	4583	Reifs u. Stübel b.	
			— S.	4535	—	
	—	—	Caldera „el Hondon“ W.	4651	—	
			O.	4612	—	
	südl. Br.		Westliche Kette.			
17.	0° 30′	78° 40′	Cotocachi	4812	Wagner b.	
			— SW.	4620	Reifs u. Stübel b.	
			— O.	4694	—	
18.	0° 15′	78° 50′	Rucu-Pichincha	4818	Jorge Juan (Centralasien)	Humboldt
			—	4543	J. Juan u. Ulloa	Ann. de Ch.
			—	4785	Humboldt b. u. tr.	
			—	4805	Wagner b.	Gipfelhöhe.
			—	4869	Jameson	
19.	—	—	Guagua-Pichincha	4744	Bouguer b.	
			—	4794	Humboldt b.	
			—	4798	Wagner b.	
20.	0° 35′	79°	Corazon	4790	Humboldt b. u. tr.	
			— N.	4679	Reifs u. Stübel b.	
21.	0° 40′	—	Iliniza	4723	Wagner b.	
			— W.	4653	Reifs u. Stübel b.	
			— NO.	4771	—	
22.	1° 30′	79° 10′	Carihuairazo	4834	Wagner b.	
			— S.	4675	Reifs u. Stübel b.	
23.	—	—	Chimborazo SO.	4816	Humboldt tr.	
			— O.	4868	Boussingault b.	
			— N.	4840	Wagner b.	
			— -	5089	Reifs u. Stübel b.	
			— -	4862	—	
			— -	4916	—	
			— S.	4763	—	
			— -	5052	—	
			Östliche Kette.			
24.	0°	78°	Cayambe	4672	—	
25.	0° 10′	78° 15′	Saraurcu W.	[4364]	—	
26.	0° 20′	—	Antisana	4859	Humboldt b.	
			—	4871	Boussingault b.	
			— SW.	4618	Reifs u. Stübel b.	
			— W.	4694	—	
			— NW.	4784	—	
			— N.	4721	—	
27.	0° 40′	78° 40′	Cotopaxi	4853	Ulloa b. (Humboldt)	
			—	4804	Boussingault b.	
			— SW.	4667	Wagner b.	
			— N.	4762	Reifs u. Stübel b.	
			— O.	4512	—	Chirimachai-vulcan.
			— -	4555	—	
			— -	4572	—	Pucahuaico-vulcan.
			— S.	4629	—	
			— W.	4627	—	
			— -	4763	—	Yanasacha-vulcan.

Digitized by Google

Laufende Nummer.	Geogr. Breite, südl.	Geogr. L. w. v. Gr.	Name des Landes, bezw. Gebirges, einzelnen Berges.	Höhenlage der Firngrenze in m	Autorität der Messung, bezw. nur Quelle.	Bemerkungen.
28.			Sincholagua N.	4577	Reifs u. Stübel b.	
29.			Cerro Hermoso W.	[4242]	—	
30.	1° 40′	—	Tunguragua	4759	Wagner b.	
			— NW.	4600	Reifs u. Stübel b.	
			— S.	[4272]	—	
31.	1° 45′	—	Altar	4832	Wagner b.	
32.	10°	76° 30′	Gebirge von Huanaco	4870—5200	Smith (Mühry)	
33.	11° 15′	—	Pic de Viuda	ca. 5150	Pöppig	
			Westkordillere.			
34.	11° 40′	76°	Pafs Piedra Parada	5230	v. Tschudi	
35.	15° 58′	71° 35′	Inkocajo	5205	Pentland	
			—	[5130]	—	
36.	16° 20′	71° 30′	Vulcan von Arequipa	5400	—	
37.	17° 45′	69° 45′	Chipicani	5107	— b. u. tr.	Ende März 1828.
			— N.	5226	—	
			—	5592	— tr.	Oktober 1838.
38.	18°	69°	Sajama	5925	—	
39.	18° 10′	—	Pauchata	6120	—	
			Ostkordillere.			
40.	14° 33′	70° 45′	Geb. von Vilcanota	4928	—	
41.	16° 40′	67° 40′	Illimani N.	5140	— b.	
			— SW.	4755	—	
			—	5260	Pissis	
			—	5283	Reck tr.	
42.	—	—	Tres Cruces	5209	Pentland b.	
43.	—	—	Westliche und südwestliche Abhänge des Gebirges in derselben Breite	4832	—	
				4736	—	
				4782	—	
				4773	—	
44.	19° 54′	66° 30′	Cordillera de los Frayles	5265	Reck tr.	
45.	20° 6′	66° 45′	Knotenpunkt des Cuzco	5230	—	
46.	21°	66°	Cerro de Chorolque	4608	Redhead	
			—	5425	Reck tr.	
47.	21° 43′	66° 15′	Nevado de Esmoraca	5268	—	
48.	22° 55′	67° 55′	Licancaur S.			F. Philippi sah einen kl. Schneefleck. Gipfel 5950m.
49.	24° 40′	68° 10′	Llullaillaco S.	[5986]	Pissis tr.	
50.	23°—27°	—	Wüste Atacama	5200	R. A. Philippi	Schätzung.
				5000	Fonck	
51.	27°	66°	Sra Aconquija	4500	Burmeister	—
52.	27° 30′	68° 50′	Cerro Bonete	4710	—	—
53.	27° 45′	69° 20′	Como Caballos Pafs	4506	Domeyko (Gillis)	
54.	28°	—	Cerro de Potro	5200	Pissis	
55.	—	—	Cordillera de Copiapo	4500	Domeyko (Cuadra)	
			—	4900	Perez-Rosales	
			—	5000	Latzina	
			—	5500	Pissis, Tabelle	
56.	29° 30′	70° 15′	Portillo de Doña Ana	[4670]		

Digitized by Google

Laufende Nummer.	Geogr. Breite, südl.	Geogr. L. w. v. Gr.	Name des Landes, bezw. Gebirges, einzelnen Berges.	Höhenlage der Firngrenze in m	Autorität der Messung, bezw. nur Quelle.	Bemerkungen.
57.	30°	70° 15′	Cordillera	4900	Pissis, Tabelle	
58.	31°	—	—	4747	Perez-Rosales	
59.	32°	—	—	4300	Pissis, Tabelle	
60.	32°—33°	70° 10′	—	4200	Güſsfeldt b.	
			—	[4000]	—	
61.	32° 40′	—	Aconcagua.	4500	(Griesebach), Burmeister, Rosetti	
	—	—	—	4420	Fitzroy (Hooker)	
			—	4282	Ochsenius	
62.	32°—34°	—	Prov. Aconcagua u. Santjago	4000	Pissis, auch bei Ochsenius	
63.	33°—34°	—	Provinz Santiago	3300	Fonck, auch Pissis (Cuadra)	
			—			
			—	3200	Pissis (Plagemann)	
			—	3000	Perez-Rosales	
64.	33° 10′	—	Cerro de Juncal	4400	Rosetti	
65.	33° 25′	70°	Tupungato	3500	Gillis	
			—	4300	Rosetti	
			—	4400	Burmeister	
66.	33° 30′	69° 55′	Portillo de Piuquenes	4429—4572	Gillies	
				4170	Pissis	
67.	33° 40′	—	San José Vulcan	4250	Rosetti	
68.	34°	—	Cordillera	4267	Ball	
69.	34° 10′	—	Maipo	4230	Rosetti	
			—	4000	Güſsfeldt b.	
			Cordillera	3600	—	
			—	[3000]	—	bis Ende Januar.
			—	3400	Pissis, Tafel	
			—	{2000}	Cuadra u. Ochsenius	
70.	34° 15′	—	Pico de San Franzisco	4210	Rosetti	
71.	—	—	Cerro de la Cruz de Piedra	4200	—	
72.	34° 30′	—	Cerro de los Cruceros	4200	—	
73.	34°—35°	70°	Cordillera	3100—3300	Plagemann	
74.	34° 45′	70° 30′	Prov. Colchagua	2500	Pissis	
75.	34° 49′	—	Volc. de Tinquiririca	3700	Rosetti	
76.	35°	70° 40′	Descabezado	2577	Gillis	
			—	2600	(K. Neumann)	
77.	—	—	Prov. Curico	2500	Pissis (Cuadra)	
			—	2560	Ochsenius	
78.	35° 15′	—	Planchon oder Volcan de Peterora	3300	Rosetti	
				3800	Strobel	
			—	3080	Pissis	
			— N.	2500	Pissis (Plagemann)	
79.	35° 30′	—	Descabezado chico	2500	Rosetti	
80.	35° 57′	70° 30′	Cerro del Campanario	2250	—	
81.	35°—36°	—	Prov. Talca	2180	Perez-Rosales	auch bei Ochsenius.
			—	2800	Domeyko (Cuadra)	
82.	36°	—	—	2600	Pissis, Tabelle	
83.	36° 30′	71° 20′	Cordillera de Chillan	2500	Domeyko (Cuadra)	
				[2110]	R. Philippi	

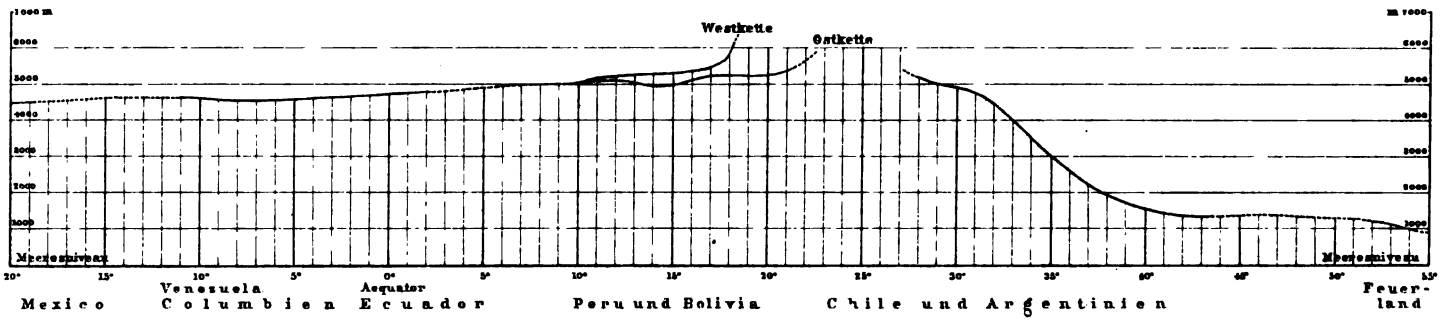
Digitized by Google

Laufende Nummer.	Geogr. Breite, südl.	Geogr. L. w. v. Gr.	Name des Landes, bezw. Gebirges, einzelnen Berges.	Höhenlage der Firngrenze in m	Autorität der Messung, bezw. nur Quelle.	Bemerkungen.
84.	36° 47′	—	Cerro del Chorreo	1980	Rosetti	
85.	36° 48′	—	Volcan de Chillan	1950	—	
86.	37°	—	Prov. Concepcion	1728	Perez-Rosales	
			—	2000	Fonck	
87.	37° 15′	—	Cordillera de Belluda	2000	Domeyko (Cuadra)	
88.	37° 22′	71° 30′	Antuco	2250	Rosetti	
			—	2189	Pissis	
			—	2010	Gillis	
			—	ca. 1900	Pöppig	
			—	2500	(Hooker)	
89.	38°	71° 20′	Cordillera	2100	Pissis, Tabelle	
90.	39° 10′	72° 5′	Volcan de Villarica	1709	Cox	
			—	1600	Rosetti	
91.	39° 54′	71° 55′	Volcan de Riñihue	1600	Vidal Gormaz	
92.	40°	71° 50′	Prov. Valdivia	1700	Pissis, Tabelle	
			—	1390	Burmeister	
93.	41°	72° 20′	Volcan de Osorno	1300	Rosetti	
			—	1560	Pissis	
			—	1462	R. A. Philippi b.	
			—	1280	King (Darwin)	
			—	2106	(Hooker)	
94.	41°	72° 10′	Cordillera de Llanquihue	1530	Perez-Rosales	
				1524	Fonck	
95.	41° 10′	71° 50′	Tronador	1609—1790	Cox	
96.	41°—43°	72° 20′	Cordillera	1830	Darwin	(Mittelwert.)
	42°	—	—	1600	Pissis, Tabelle	
97.	42° 15′	72° 20′	Huinai	1300	C. Martin b.	
			—	[1100]	—	
98.	43°	72° 40′	Corcovado	1884	(Hooker)	
			—	1364	King (Humboldt)	
99.	43° 20′	72° 40′	Yanteles	1579	(Hooker)	
100.	44°		Cordillera	1400	Pissis, Tabelle	
101.	45°	74°	Chonosarchipel	[836]	Westhoff	
102.	46°	73°	Cordillera	1600	Simpson tr.	
			—	1200	Pissis, Tabelle	
103.	47°	72°	Sulivan Peak	1326	(Hooker)	
104.	48°	72° 15′	Cordillera	1000	Pissis, Tabelle	
105.	50°	—	—	800	—	
106.	51° 30′	72°	—	1420	Perez-Rosales	
	—	—	Mt. Stokes	1400	Cuadra u. Ochsenius	
107.	ca. 53°	—	Magalhaëesstraſse.	1170—1220	King, Darwin	
108.	54° 30′	69°	Feuerland	900—1000	Darwin, Hariot.	

Digitized by Google

Firngrenze für Mexico und Südamerika.

20° n. Br. bis 55° s. Br.



Geograph. Anstalt v. Wagner & Debes, Leipzig.

Digitized by Google

Digitized by Google

II.

ÜBER

NIEDERSCHLÄGE UND SCHNEELAGERUNG IN DER ARKTIS.

VON

DR. M. FRIEDRICH.

Digitized by Google

Digitized by Google

I.

NIEDERSCHLÄGE.

In vorliegender Arbeit wollen wir uns mit den Niederschlägen und deren Folgen in der Arktis beschäftigen.

Lange waren und zum Teil noch sind über diese Verhältnisse viele Irrtümer verbreitet, welche in etwas zu zerstreuen hierdurch gelingen möge.

Mit Hilfe des Materials, welches uns zu Gebote gestanden, wollen wir versuchen, unserer Aufgabe gerecht zu werden, durch Sichtung desselben und Schlüsse eine übersichtliche und exakte Darstellung der Verhältnisse in der Arktis, so weit sie sich auf die Niederschläge beziehen, zu liefern. Viele, wohl können wir mit Recht sagen, die meisten der Polarforscher haben leider nur geringe Aufmerksamkeit auf das Gebiet verwandt, welches wir zu behandeln gedenken; es wird uns also öfters infolge mangelnder oder nicht genauer Angaben, schwer gemacht, das Richtige zu treffen. Zunächst wenden wir uns den Niederschlägen und speziell dem Schneefall zu. Oft finden wir in dem Texte der Berichte der Nordfahrer die Bemerkung, dafs an dem und dem Tage Schnee gefallen sei, dabei fehlt aber meist die sehr wichtige Notiz über Art desselben, Temperatur u. s. w. Einigen Werken sind meteorologische Tabellen mit Angaben über Schneefälle beigefügt, anderen nicht. Bei manchen stimmen die Einzeichnungen der Schneefalltage im erzählenden Teil mit denen in der Tabelle nicht überein. Oft weifs man nicht, ob die verstreuten Daten über den Schneefall im Texte sämtliche darauf-bezügliche oder nur vereinzelte sind.

Zunächst folgt eine allgemeine Übersicht des Schneefalls nach der Anzahl von Tagen resp. Stunden, geordnet nach Monaten resp. Jahreszeiten. Wir beginnen diese Tabelle mit Asien und schreiten in westlicher Richtung rings um den Pol.

Digitized by Google

SCHNEEFALL.

Asien.

Für Jakutsk [1a] ergiebt sich folgende Tabelle der Schneetage *

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1844	—	—	—	—	—	—	—	—	1	10	11	1
1845	4	6	13	8	2	0	1	0	3	10	5	8
1846	13	6	4	2	0	—	—	—	—	—	—	—

Für Nish'ne-Kolymsk [2a] findet sich:

1820	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9
1821	9	9	0	0	5	0**	0	0	9	8	6	3
1822	3	4	1	—	6	0	—	—	7	8	10	7
1823	1	0	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Nordenskiöld [3a] beobachtete in seinem Winterquartier (67° 4′ 49″ n. Br., 173° 23′ 2″ w. L.):

1878	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18	14	17
1879	14	11	13	13	21	9	—	—	—	—	—	—

Für das Jana-Gebiet (1885 Toll) und die Neusibirischen Inseln [4a] finden wir in südlicheren und nördlichen Teilen genaue Aufzeichnungen von Bunge und Toll (Toll nördlicher als Bunge).

1885(Bunge)	—	—	—	—	—	0	5	14	15	2	8	
1886	8	3	6	6	21	13	15	10	20	16	—	—
1885(Toll)	—	—	—	0	0	0	—	0	11	—	—	
1886	—	—	6	5	11	6	10	7	14	18	0	—

Eine unvollständige Aufzeichnung datiert aus dem Jahre 1884 vom Obischen Meerbusen [5a]:

1884	—	—	—	—	—	—	—	0	7	4	2	—

Nördlich von Westsibirien 72° n. Br. 76°—77° ö. L. [6a] verzeichnete der Meteorolog des Schiffes „Oskar Dickson" folgende Schneetage:

1880	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	16	18
1881	10	5	19	12	14	8	6	—	—	—	—	—

Die Varna-Expedition im Karischen Meere [7a] berichtet;

1882	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	12	16
1883	9	22	17	4	19	17	2	—	—	—	—	—

* Die Zahlen bedeuten die Anzahl der Schneetage, wenn nichts weiter dazu bemerkt ist.

** 0 sagt aus, daſs Schnee gefallen, die Anzahl der Tage aber unbestimmt ist.

Digitized by Google

Die russische Polarstation[5b] am Karameer giebt an:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1882	—	—	—	—	—	—	—	—	12	20	17	19
1883	18	23	26	16	21	15	3	6	9	—	—	—

Nowaja Semlja.

An der Nordwestküste[8a] (76° n. Br., 59° ö. L.) verzeichnete Tobiesen:

1872	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	8	7
1873	8	10	14	8	5	—	—	—	—	—	—	—

Von der russischen Polarstation[9] haben wir:

1882	—	—	—	—	—	—	—	—	5	9	8	24
1883	19	21	13	13	10	9	1	0	—	—	—	—

Mohn[8b] giebt für den Winter 25 Schneetage an.

Spitzbergen.

Im Eisfjord beobachteten Norweger[8c] 1872 im Nov. 8, im Dez. 7, 1873 im Jan. 14 und im Febr. 10 Schneetage.

Mohn[8b] taxiert die Anzahl der Schneetage im Winter an derselben Stelle auf 31 Tage. Nach Martens fällt hier zu allen Zeiten Schnee[10a].

Europa.

Über das russische polare Europa haben wir keine Nachrichten betreffs der Schneetage finden können, nur über das im Gebiet des Golfstroms gelegene skandinavische.

Mohn giebt uns folgende Tabelle[6b]:

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Ort der Beobachtung.	Jahre der Beobachtung.	Geogr. Lage.
6,7	7,8	8,6	5,1	2,2	0,2	0	0	0,5	2,9	5,1	8,4	47,5	Brönö	14	65° 28′ n. Br.
9,7	9,3	10,3	6,7	2,8	0,2	0	0	1	3,1	7,8	10,7	61,6	Ranen	12	66° 12′ - -
9,5	9,3	8,3	7,3	2,4	0,2	0	0	0,6	3,1	7,7	9,9	58,3	Bodö	15	67° 17′ - -
10,7	11,4	13,1	11,5	9,1	3,9	0,2	0,2	4,1	9,7	13,3	10,3	98,5	Süd-varanger	12	69° 40′ - -
6,4	7,1	7,2	7,6	3,1	1,6	0,4	0,1	2,9	5,8	8,2	7,7	58,1	Alten	12	69° 58′ - -
11	10,5	12,5	10,5	7,7	2,7	0,1	0,1	3,3	7,5	12,1	10,8	88,8	Vardö	16	70° 22′ - -
11,4	9,5	10	9,4	7,2	3	0,3	0	0,7	6,6	9,6	7	74,7	Kistrand	6	70° 25′ - -
13,6	10,6	13,6	13,6	6,6	5,6	0,2	0,2	1,8	7,5	11,2	9,5	93,8	Gjasvar	6	71° 7′ - -

Vardö hat im Winter 35 Schneetage, Fruholm 47, Finnmarken ist im Sommer frei von Schnee[8b].

Digitized by Google

Nach Mohn[6c] giebt es folgende Schneetage im Jahre in nachstehenden Orten:

Bronö,	Ranen,	Bodö,	Lödingen,	Andenes,	Tromsö,	Alten,	Kistrand,
48	62	58	101	98	91	58	75

Gjasvar,	Vardö,	Südvaranger.
94	89	89

Island.

23 Beobachtungsjahre durch Thorlacius geben für Stykkisholm[6d] folgende-Schneetage:

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr.
14	13	12	8	4	1	0	0	1	6	10	13	82

15 Beobachtungsjahre durch Thorstenson in Reykjavik[6e] zeigen:

7,9	8	7,3	4,1	1,5	0,1	0,	0,1	0,5	3	5,3	8,6	46,4

Jan Mayen.

Die Polarstation[9] verzeichnete folgende Schneetage (die in Klammern darunter stehenden Zahlen bedeuten Schneestunden)[6f]:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1882	—	—	—	—	—	—	—	5	10	5	11	17
								(19)	(50)	(9)	(97)	(102)
1888	19	21	13	19	23	5	0	—	—	—	—	—
	(137)	(128)	(89)	(131)	(244)	(44)						

Bären-Insel.

Mohn[8d] findet als Anzahl der Schneetage im Winter 54.

Tobiesen[8d] stellte folgende Tabelle auf:

1865	—	—	—	—	—	—	—	0	4	12	13	17
1866	19	18	16	14	14	—	—	—	—	—	—	—

Franz Josephs-Land.

Nach Payer[8e] fällt hier der Schnee zu allen Zeiten des Jahres.

Auf dem Meere zwischen Ost-Grönland und Spitzbergen.

Auf der Fahrt der Schiffbrüchigen[11a] der „Hansa" sind notiert: Dez. 1869 3 Schneetage, 1870 im Febr. 3, März 9, Apr. 8, und im Mai 10.

Heuglin[12a] zählte:

1870	—	—	—	—	—	—	0	1	2	4	—	—
1871	—	—	—	—	—	—	—	0	6	—	—	—

Digitized by Google

Weyprecht[6g] stellte auf dem „Tegetthoff" folgende Schneestundentabelle auf (zwischen 76,1° n. Br. und 59,3° ö. L. nach Ferro bis 79,8° n. Br. und 58,9° ö. L., vom Novbr. 1873 bis Apr. 1874 auf letzterem Orte):

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1872	—	—	—	—	—	—	—	112	65	67	73	27
1873	176	76	88	106	206	75	61	23	82	103	85	38
1874	157	93	112	131	—	—	—	—	—	—	—	—

Bei der ersten deutschen Nordfahrt[13] wurden an Schneestunden beobachtet:

1868	—	—	—	—	—	123	35	25	116	—	—	—

Ost-Grönland.

Auf der Sabine-Insel[11b] 74° 32′ n. Br. 14° w. L. finden sich im Tagebuch der „Germania" folgende Schneestunden verzeichnet:

1869	—	—	—	—	—	—	—	37	31	43	42	49
1870	63	47	43	34	48	70	4	—	—	—	—	—

West-Grönland und äufserster Norden.

In Julianehaab[14a] sind 1853—55 an Schneetagen beobachtet worden:

Winter 25, Frühling 19, Sommer 5, Herbst 14, Jahr 63,

im Jahre 1854 dagegen 75, darunter 13 zugleich mit Regen vermischt.

In Godthaab[9] notierte die Polarstation:

1882	—	—	—	—	—	—	—	0	9	16	18	12
1883	19	24	24	17	16	12	0	0	—	—	—	—

Fünfjährige[14b] Beobachtungen an derselben Stelle gaben im Winter 38,2; Frühling 28; Sommer 1,4; Herbst 15,8 und im Jahre 83,4 Schneetage. Dieselben Zahlen finden sich für zwölfjährige[15a] Beobachtungen angeführt.

Aus Jacobshavn lauten die Berichte von zehnjährigen[14b] Beobachtungen: Winter 18,8; Frühling 19,7; Sommer 3,2; Herbst 15,6 und im Jahre 57,3. An demselben Orte ergab der Durchschnitt einer zwölfjährigen[15a] Beobachtung: im Winter 18,8; im Frühling 20; im Sommer 3,7; im Herbst 15,7 und im Jahre 58,2.

1854 hatte man 58 Schneetage[14c].

Vierzehnjährige Beobachtungen in Upernivik[14d] zeigen: Winter 8,65; Frühling 9,07; Sommer 3,14; Herbst 12,57 und Jahr 33,43.

In Polarishaus[17a] (78° 18′ n. Br. 70° 21′ w. L.) ergaben sich:

1872	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	5
1873	10	10	4	7	12	10	3	9	0	—	—	—

auf der Fahrt nach Süden.

Digitized by Google

In Polarisbai (81° 36′ n. Br., 62° 15′ w. L.):

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1871	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	3
1872	7	5	5	15	10	3	9	2	0	—	—	—

Vom Nov. 1871 bis Mai 1872 gab es 335 Schneestunden, von 1872 bis Mai 1873 dagegen 432 Schneestunden.

In Thank God Harbour (81° 88′ n. Br., 61° 44′ w. L.) hatte Nares[18a]:

September 8, Oktober 12, Februar 11, März 9, Mai und Juni 27 Schneetage.

In Fort Conger[19a] (81° 44′ n. Br., 64° 45′ w. L.) notierte man:

1883	—	—	—	—	—	—	—	7	9	6	0	0
1884	0	0	0	2	6	2	—	—	—	—	—	—

Amerika.

Festland.

Aus Kekerten[5c] im Cumberlandsund finden wir die Angaben der Schneetage vom Beobachter Muth:

1882	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	6	2
1883	0	1	2	0	—	—	—	—	—	—	—	1
1884	2	1	3	11	—	—	—	—	—	—	—	—

Von der deutschen Polarstation im Kingawa Fjord[9] (66° 36′ n. Br., 67° 19′ w. L.) melden uns die Aufzeichnungen:

1882	—	—	—	—	—	—	—	—	4	17	20	19
1883	10	15	21	17	13	20	1	0	—	—	—	—

In Umanaktuak[5d] im Cumberlandsund haben wir:

1883	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4	4
1884	4	5	5	5	—	—	—	—	—	—	—	—

Für Fort Reliance[20a] (62° 46′ n. Br., 109° w. L.) ergab sich folgende Tabelle:

1833	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11	13
1834	4	4	5	4	1	—	—	—	—	—	6	4
1835	4	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

In Fort Confidence[5h] beobachtete man (66° 40′ n. Br., 119° w. L.):

1837	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	12	8
1838	5	5	9	2	7	2	0	2	4	11	4	9
1839	8	10	10	8	6	1	0	1	10	—	—	—

In Fort Providence[21a] (64° 14′ n. Br., 115° w. L.) gab es von Nov. 1848 bis Juni 1849 im ganzen 58 Schneetage.

Digitized by Google

In Fort Clarence [21a] (60° 45′ n. Br., 119° w. L.) hatte Moore:

Vom Sept. 1850 bis 10. Jul. 1851 67 Schneetage,
„ „ 1851 „ 11. „ 1852 58 -
„ „ 1853 „ 17. „ 1854 46 -

Für das am weitesten westlich gelegene St. Michael (63° 28′ n. Br., 161° 48′ w. L.) zeigte sich folgende Tabelle:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1850 [22a]	—	—	—	—	—	—	2	3	0	—	—	—
1877 [23a]	—	—	—	—	—	—	—	0	0	2	1	—
1878	—	—	—	1	—	—	—	—	0	0	1	—
1879	—	—	2	1	0	—	0	0	1	4	3	0
1880	1	—	—	—	1	—	0	—	—	2	1	1
1882	1	—	2	3	3	0	—	—	—	—	—	—

Hooper berichtet uns, dafs der Schnee oft nicht in St. Michael fällt, wenn er in den 8 bis 10 Meilen entfernten Küstenhügeln sich zeigt.

Inseln und Meeresteile.

Hall hat bei seiner Kreuzung in der Davisstrafse [24a] beobachtet:

1864	—	—	—	—	—	—	—	—	6	6	6	5
1865	2	7	7	8	7	4	1	0	11	8	4	3
1866	7	5	6	4	11	2	—	—	4	6	—	1
1867	—	4	7	—	3	—	—	—	—	—	—	—

Kane [25a] war 1850 im Lancastersund, 1851 in der Baffinsbai und notierte:

1850	—	—	—	—	—	—	1	2	12	8	3	0
1851	2	0	1	4	10	6	0	2	—	—	—	—

Parry giebt folgende Tabelle von seiner ersten Reise [26a]:

1819	—	—	—	—	—	—	4	4	10	4	2	0
1820	0	0	4	7	2	4	3	7	8	—	—	—

Auf seiner zweiten Reise hatte Parry [27a]:

1821	—	—	—	—	—	—	1	3	6	8	3	1
1822	2	1	3	11	5	3	5	4	10	11	2	2
1823	4	0	3	4	10	6	0	0	2	—	—	—

Im Winter 1819 weilte Parry an der Melville-Insel (gegen 76° n. Br., 110° w. L.), 1820 drang er noch etwas westlicher vor, 1821 war sein Winterquartier in der Repulsebai (66° 32′ n. Br., 87° w. L.), 1822 in Iglulik (69° 21′ n. Br., 81° 53′ w. L.).

Digitized by Google

Das über John Rofs's Aufenthalt in der Arktis geführte Tagebuch weist folgende Tabelle für Boothia Felix[28a] auf (die in Klammern stehenden Zahlen bedeuten Schneestunden)[29a]:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1829	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18	16	7
	—	—	—	—	—	—	—	—	(115)	(189)	(157)	(55)
1830	10	4	11	19	8	11	0	0	22	20	18	16
	(61)	(27)	(117)	(175)	(68)	(8)	(0)	(0)	(167)	(125)	(105)	(144)
1831	10	9	8	10	11	11	8	8	16	14	16	10
	(85)	(69)	(66)	(86)	(82)	(86)	(28)	(50)	(128)	(67)	(80)	(27)
1832	10	4	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	(95)	(21)	(51)	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Verfolgen wir Belchers[30a] arktische Fahrt, 1852 in der Baffinsbai, 1853 im Northumberlandsund, 1854 im Wellingtonkanal, so haben wir folgende Tabelle:

1852	—	—	—	—	8	11	6	15	10	5	0	0
1853	0	3	6	4	15	14	2	10	13	12	9	2
1854	2	2	1	5	9	5	4	—	—	—	—	—

Pullen[21a] erfuhr bei Beechey Island (74° 43′ n. Br., 91° 54′ w. L.) 1852—53 65 Schneetage, 1853—54 aber 58.

Kellet und M'Clintock[21a] notierten bei Dealy Island (75° n. Br., 109° w. L.) 1852—53 47 Schneetage und bei Melville-Insel in derselben Zeit 33 Schneetage.

In Camdenbai[10b] (70° 8′ n. Br., 145° 29′ w. L.) fiel innerhalb 320 Tagen an 54 Tagen Schnee.

Für Cap Barrow (71° 21′ n. Br. 156° 17 w. L.) ergaben sich von September 1852 bis 10. August 1853 36 Schneetage[21a], vom September 1853 bis 20. Juli 1854 dagegen 47 Schneetage.

An demselben Orte fanden wir ferner[9]:

1883	—	5	0	7	6	1	1	4	—	—	—	—

Aus vorstehenden Tabellen der Schneetage resp. Schneestunden läfst sich, da sie von Beobachtungen herstammen, welche im allgemeinen nicht lange genug angestellt wurden, kaum mit Sicherheit auf die Verteilung der Schneetage schliefsen. Unter diesen Angaben befinden sich ferner auf offener See während der Fahrt gemachte, die noch weniger für die Kritik verwendbar sind. Wenn wir dennoch eine Schlufsfolgerung über die Häufigkeit der Schneefalltage im Jahre, unter Ausschlufs der gänzlich unbrauchbaren Angaben, versuchen werden, so vermögen wir vielleicht im einzelnen das Richtige zu treffen, für andere Gegenden aber würden erneute längere Beobachtungen doch andere Resultate hervorrufen können.

Digitized by Google

Auf dem asiatischen Kontinente scheinen die Tage mit Schneefall geringer zu sein, als auf dem nördlicheren Meere und den Inseln, welch letzteren die auf Nowaja Semlja fast gleichkommen.

Betrachten wir die im Gebiete des Golfstromes gelegenen Länder, Europa, Island und West-Spitzbergen, so finden wir zunächst in ersterem, wenn wir an der Westküste nordwärts gehen, ungefähr mit steigender Breite eine Vermehrung der jährlichen Schneefalltage; dasselbe gilt von Island. Die Tabelle in Europa wird durch Südvaranger unterbrochen, das allerdings nicht an der Westküste, sondern nahe der russischen Grenze gelegen ist. Die Anzahl in diesen Gebieten erreicht jedoch diejenige im Norden Asiens noch nicht.

Die vom Polarstrom bespülten Inseln Jan Mayen und Bäreninsel zeigen nach den uns zu Gebote stehenden zwei Tabellen eine gröfsere Schneetageanzahl, als die im Golfstrom gelegenen Länder und erreichen wohl die der im Norden Sibiriens gelegenen Gegenden.

Die Ostküste Grönlands ist an Zahl der Schneestunden ärmer als Jan Mayen.

In West-Grönland zeigt sich bis Godthaab ein Steigen der jährlichen Schneefalltage. 1882/83 scheint abnorm in Bezug auf diese Anzahl gewesen zu sein. Ein Sinken dieser Ziffern ergiebt sich bis Upernivik, von wo aus abermals ein geringes Steigen und Sinken stattzufinden scheint, wenn wir bis zu den bis jetzt bekannten höchsten Breiten gehen. Geradezu minimal ist diese Zahl in Upernivik und Fort Conger, für letzteren Ort weiter noch abnorm durch die Anordnung.

Das amerikanische kontinentale Gebiet hat die gröfste Anzahl von Schneetagen der Arktis im Cumberlandsund, von da aus westwärts, nimmt sie bedeutend ab und erreicht ihr Minimum in St. Michael. In den Meeresteilen Nordamerikas sind diese Ziffern geringer als selbst im südlichen polaren Norwegen.

Erster und letzter Schnee.

Eine Tabelle des ersten und letzten Schneefalls läfst sich für die Arktis im allgemeinen nicht aufstellen, da durchschnittlich Schnee zu allen Zeiten fallen kann. In denjenigen Gegenden, in welchen vereinzelte Monate einmal schneelos sind, ergiebt sich der Termin des ersten und letzten Schnees von selbst. Wir begnügen uns daher, eine Reihe von schneefreien Monaten zu geben.

Digitized by Google

Monate ohne Schnee.

Asien.

In Jakutsk beobachtete Middendorf 1845 keinen Schnee im Juni und August.
Ebendaselbst 1846 im Mai.
In Nish'ne-Kolymsk fand kein Schneefall statt 1821 im März, April, Aug.
- - - - - - - 1822 - Juni.
- - - - - - - 1823 - Februar.
Im Janagebiet war schneelos 1885 der Juli.
Auf den neusibirischen Inseln 1885 - Juli.
Im Obischen Meerbusen 1884 - August.
Im Taimyrland [1a] nach Middendorf 1843 - August.
- - - - 1844 - Juli und Aug.
Die russische Polarstation Ssagastir hatte keinen Schnee 1883 im Juli.
- - - auf Nowaja Semlja - - - 1883 - Aug.
In Brönö während 14 Jahren im Juli u. Aug., öfters im Juni u. Sept.
- Ranen - 12 - - Juli - Aug., - - Juni.
- Bodö - 15 - - Juli - Aug., - - Juni u. Sept.
- Südvaranger - 12 - öfters im Juli und August.
- Alten - 12 - - - Juli - August.
- Vardö - 16 - - - Juli - August.
- Kistrand - 6 - im August, öfters im Juli und Sept.
- Gjasvar - 6 - öfters im Juli und August.
Die Lofoten [31a] wurden drei- bis viermal innerhalb 10 Jahren vom Schnee verschont im Juli.
In Finnmarken ist der Sommer schneefrei.
Die Polarstation Bossekop hatte keinen Schnee 1882 im Juli und Aug.
- - Sodankylä - - - 1883 von Juni bis Sept.
- - - - - - 1884 im Juli und Aug.
Stykkisholm * während 23 Jahren im Juli und August.
Reykiavik - 15 - - Juli, öfters im Juni, Aug. u. Sept.
Die Polarstation auf Jan Mayen hatte keinen Schnee 1883 im Juli.
Im Gegensatz zu der angeführten Tabelle steht die Angabe [6i], dafs der März 1883 ohne Schneefall verlaufen sei.

---

* In demselben Aufsatz über Stykkisholm (Bemerkung Nr. 19) finden wir die Mitteilung, dafs innerhalb derselben Zeit kein Schnee im Juni (in 7 Jahren), Juli (in 10 Jahren), August (in 11 Jahren), September (in 5 Jahren) fiel, und ferner in Hann, Handbuch der Klimatologie, S. 715, die Notiz, dafs Stykkisholm keinen Schneefall im August und September gehabt habe.

Digitized by Google

Tobiesen hatte auf der Bäreninsel keinen Schnee 1865 im August.
Auf dem Meere zwischen Ost-Grönland und Spitzbergen 1870 im Juli.
- - - - - - - 1871 - Aug.
Die Polarstation in Godthaab notierte keinen Schnee 1882 im August.
- - - - - - - 1883 - Juli u. Aug.
In Polarisbai war kein Schneefall 1872 im September.
Eine ganz eigentümliche schneelose Zeit verbrachte Greely in Fort Conger vom 28. Oktober 1883 bis 6. April 1884.
Im Rensselaer Hafen[8f] fiel kein Schnee vom 1. Jan. bis 14. Febr. 1854.
- - - - - - - 1. bis 20. März 1854.
In Kekerten fiel kein Schnee 1883 im Januar und April (über die Sommermonate giebt es keine Notizen).
Im Kingawa Fjord fiel kein Schnee 1883 im August.

In Fort Confidence - - -	1838	- Juli.
- - - - - -	1850	- Juli.
In St. Michael - - -	1850	- September.
- - - - - -	1877	- August u. September.
- - - - - -	1878	- September u. Oktober.
- - - - - -	1879	- Mai, Juli, Aug. u. Dez.
- - - - - -	1880	- Juli.
- - - - - -	1881	- Juni.

Diese Daten entstammen einer sehr defekten Tabelle, es können hiernach noch viel mehr Monate schneelos sein, während in der Nähe, an der Küste, der Schnee sehr oft fällt.

In der Davisstrafse fiel kein Schnee	1865	im August.
Im Lancastersund - - -	1850	- Dezember.
- - - - -	1851	- Februar u. Juli.
Auf der Melville-Insel - - -	1819	- Dezember.
- - - - - -	1820	- Januar u. Februar.
In Iglulik - - -	1823	- Februar, Juli u. August.
Auf Boothia Felix - - -	1830	- Juli u. August.
In der Baffinsbai - - -	1852	- November u. Dezember.
- - - - - -	1853	- Januar.
Auf Beechey Island - - -	1852	- Dezember.
- - - - - -	1854	- Februar.
Bei Point Barrow[9] - - -	1883	- März.

Aus vorstehendem kann man im allgemeinen als die günstigste Zeit, in der kein oder nur wenig Schnee fällt, die Monate

Juli und August

Digitized by Google

annehmen. Je nachdem einmal der Winter zeitiger endet zeigt sich auch der Juni schneelos, oder wenn er später beginnt, kann auch der September ohne Schneefall verlaufen.

Andere schneelose Monate als vorgenannte beruhen auf besonderen, in anderen Jahren nicht wiederkehrenden Umständen.

Sommer- und Winterschneefall-Periode.

Wir finden in obiger Tabelle die uns geläufigen vier Jahreszeiten vor, aber die Arktis kennt kaum eine markante Übergangszeit vom Winter zum Sommer und umgekehrt; rapid und überraschend ändert sich in beiden Fällen das Aussehen der Erde. (Siehe Schneeschmelze.) Die Zeit des Frühlings und Herbstes in der Arktis zeigt nicht, wie bei uns, das Aufblühen und Absterben der Natur, sondern drückt sich höchstens aus durch den vereinzelten Beginn der Schmelzarbeit und durch die teilweise Bedeckung des erkalteten Bodens mit bleibendem Schnee. Wir können aber im Schneefall, wenn wir auch in den Jahreszeiten diese vier Abteilungen machen wollten, nur zwei ganz verschiedene Arten, die wir Winter- und Sommerschnee nennen, unterscheiden. Während der Winterschnee infolge seiner Temperatur die Schneedecke vermehrt resp. eine neue bleibende bildet, wird der Sommerschnee, da er von höherer Temperatur als der bereits liegende ist, ein Faktor der Schmelzbarkeit oder er fällt auf den entblößten Boden, um bald wieder zu verschwinden.

Unserer Meinung nach können wir die Sommerschneefallperiode ungefähr vom Eintritt der wirklichen allgemeinen Schneeschmelze bis zur beginnenden Winterdecke rechnen, demgemäfs wollen wir versuchen, für die verschiedenen Gegenden der Arktis diese Zeit abzugrenzen. Der aufserhalb derselben fallende Schnee mufs als Winterschnee betrachtet werden, woraus sich die Winterschneefallperiode von selbst ergiebt.

Die Sommerschneefall-Periode reicht:

in Jakutsk	von	Juni	bis	September,
in Nish'ne Kolymsk	-	Juni	-	Anfang September,
auf den neusibirischen Inseln	-	Juni	-	September,
am Olenek	-	Juni	-	Anfang September,
im Taimyr-Land	-	Juni	-	September,
in Turuchansk	-	Juni	-	Anfang Oktober,
in Beresow	-	Juli	-	Oktober,
am Karameer	-	Juni	-	September,

Digitized by Google

auf Nowaja Semlja	von	Juni	bis	September,
in Europa (russisch)	-	Juni	-	August,
- - (norwegisch)	-	Mai	-	September,
- West-Spitzbergen	-	Juni	-	Mitte September,
auf Island	-	Mai	-	Oktober,
- Jan Mayen	-	Mitte Mai	-	Oktober,
- Bäreninsel	-	Juni	-	September,
in Ost-Grönland	-	Juni	-	September,
- West- - (Süd)	-	Mai	-	September,
- - - (Nord)	-	Juni	-	Anfang Oktober,
im äufsersten Norden	-	Mitte Juni	-	- Oktober,
- Cumberlandsund	-	Juni	-	September,
auf dem amerikanischen Festland	-	Mai	-	September,
- den - Inseln	-	Juni	-	Anfang September,
in Nord-Alaska u. Behringsstr.	-	Juni	-	Ende September.

Im allgemeinen hat man auf der ganzen Arktis die Sommerschneefälle in den Monaten

Juni bis September

zu erwarten, demnach reicht die Winterschneefallperiode von

Oktober bis Mai.

In der Mitte der Sommerschneefallperiode zeigt sich ebenso wie in der des Winters, mit wenigen Ausnahmegegenden, die geringste Anzahl der Schneefalltage.

Schneemenge.

Alle Polarforscher betonen die Unmöglichkeit einer halbwegs genauen Messung der Schneemenge wegen der so oft und heftig wehenden Winde, welche teils den gefallenen Schnee aus den Schneemessern heraustreiben, teils mitgeführten hineinwerfen. In manchen Jahren ist die Schneemenge äufserst gering, dagegen an demselben Orte in anderen Jahren wieder ganz bedeutend. Am meisten Schnee fällt in der Nähe des Gefrierpunktes[32a]. Im allgemeinen aber bestätigen die Polarreisenden die geringe Menge des fallenden Schnees, die oft durch die gewöhnliche Methode unmefsbar ist[19b].

Infolge obenerwähnten Umstandes haben wir unterlassen, die überhaupt nur vereinzelt gegebenen Schneemengen unserer Betrachtung zu unterziehen.

Zeit der meisten Schneefälle.

Die Zahl der Schneefälle bietet natürlich keine Grundlage zu Urteilen über den Betrag des Niederschlags in hohen Breiten. Aus

Digitized by Google

obigen Tabellen wollen wir die Periode der meisten Schneefälle zu bestimmen versuchen; da uns besonders Verzeichnisse in Tagen zu Gebote stehen, so kann sich unsere Zusammenstellung nur auf solche beziehen, doch ergiebt sich aus den Angaben in Stunden an demselben Orte, dafs die gröfste Anzahl der Tage nicht immer die gröfste Zahl der Stunden bedingt. Dies zeigt sich in den Tabellen für Boothia Felix und Jan Mayen.

In Asien sind die Monate Mai und Oktober die Mittelpunkte, um welche herum sich die Monate der gröfsten Schneetageanzahl gruppieren.

Im Golfstromgebiet Februar und Dezember, Januar.

Auf der Bäreninsel haben wir eine Vermehrung der Zahl bis Januar und von da ab ein gleichmäfsiges Absteigen.

Auf Jan Mayen haben wir Mai und Januar als Mittelpunkte, letzteren Monat den Stunden nach, den Februar den Tagen nach.

Auf Nowaja Semlja fiel der Schnee 1882—83 an den meisten Tagen im Dezember bis Februar, dagegen 1872 und 73 im Oktober und Mai.

Auf dem Meere zwischen Ost-Grönland und Spitzbergen im Januar und Mai.

In Ost-Grönland scheinen Januar und Juni die Hauptmonate zu sein.

In West-Grönland November und März, während weiter nördlich von Upernivik die Grenzmonate sich bis September und Mai verschieben.

In Amerika kann man als Mittelpunkte Oktober und April annehmen, welche dann und wann vom vorausgehenden oder nachfolgenden Monat verdrängt werden.

Asien, Amerika und West-Grönland haben demnach die meisten Schneetage zu Anfang und Ende des Winters, die anderen Gegenden aber mehr in der Mitte.

Von vorstehenden beiden Perioden ist in Asien die erstere an Schneetagen reicher als die letztere; das umgekehrte Verhältnis tritt in Amerika ein, während in West-Grönland beide Perioden ziemlich gleichwertig sind.

Schneeformen.

Der bedeutendste Kenner der polaren Schneeformen ist wohl Scoresby. Er glaubt die Gestalten des Schnees der Arktis in folgende fünf Hauptabteilungen ordnen zu können[32b]:

Digitized by Google

I. Dünne Blättchen, die bei allen Temperaturen in grofser Menge vorkommen können.
   a) Sternförmige Figur.
   b) Regelmäfsige Sechsecke.
   c) Zusammensetzung von sechsseitigen Figuren.
   d) Verbindung von sechsseitigen Figuren mit Strahlen und Zacken und hervorstehenden Winkeln.

II. Ein flacher oder kugeliger Kern mit ästigen Zacken in verschiedenen Ebenen, die am häufigsten bei 1° C. Kälte sind.

III. Feine Spiefse oder sechsseitige Prismen, in der Nähe des Gefrierpunktes die gröberen Arten, bei geringerer Kälte die feineren.

IV. Sechsseitige Pyramide, nur einmal gesehen.

V. Spiefse, deren eines Ende oder beide in dem Mittelpunkte eines dünnen Blättchens stecken, nur zweimal gesehen.

Die gröfste von ihm beobachtete Schneefigur hatte einen Durchmesser von $^1/_8$ Zoll ($8^1/_2$ mm), die kleinste $^1/_{35}$ Zoll ($^3/_4$ mm).

Sind die Temperaturen niedrig, so besteht der gröfste Teil der herabfallenden Schneekrystalle aus regelmäfsigen geometrischen Figuren[32c]. M' Clintocks[33a] Untersuchungen über diesen Gegenstand führen ihn auch zu der Behauptung, dafs es ihm scheine, als ob gewisse Formen an bestimmte Temperaturen gebunden seien. Nach Bessels[34a] besteht der gewöhnlich fallende Schnee aus kleinen, kugelartigen Körpern, die teils aus unregelmäfsigen Kugeln, teils aus stumpfen Nadeln zusammengesetzt sind. F. Martens[35a] bemerkt in seiner Reise nach Spitzbergen und Grönland, dafs bei leidlicher Kälte, wenn es dabei regnicht sei, der Schnee in Form von Rosen, Spiefsen und kleinen Körnern falle; bei nachlassender Kälte zeige sich Schnee in Form von Sternen mit Zackenfäden, wie Farnkraut besetzt, bei strenger Kälte scharf ausgeprägte Sterne, bei Nebel Spiefse und grofse Schneeflocken, bei dickem Gewölk und Nordweststurm runder und länglicher Hagel, rund mit Zacken besetzt.

Art des Schneefalls.

Im allgemeinen findet der Schneefall der Arktis, infolge des schnellen Gefrierens[35b] der kleinen Wasserteilchen durch die höhere Kälte, in feiner, trockener Form statt (Diamantstaub); der schwere Flockenschnee zählt zu den Ausnahmen. Auch wir machen ja in unseren Gegenden bei tiefen Temperaturen ähnliche Beobachtungen.

Digitized by Google

Feiner Schnee.

Eine eigentümliche Art des Schnees in den nördlichen Regionen zeigt sich in fast unsichtbaren kleinen Krystallen bei wolkenlosem Himmel, die meist durch plötzliches Fallen der Temperatur hervorgerufen wird[23b]. Die Luft ist in jenen Breiten selten sehr rein, meist nahezu mit Feuchtigkeit gesättigt, sie enthält fast immer eine geringere oder gröfsere Menge Schnee. Den Beweis hiervon erhält man nicht allein durch die Nebensonnen und Nebenmonde, die sich sehr häufig bei klarem Himmel zeigen, sondern auch durch die geringe Reinheit der Gestirne und Bilder bei astronomischen Beobachtungen[6k]. Selbst die klarsten Nächte sind getrübt durch diesen feinen Schneestaubfall, durch den man die Himmelskörper wie durch Gazeschleier sieht und der eigentlich nur durch ein Prickeln auf der Haut wahrgenommen werden kann[36a]. Parry sagt, dafs das Stattfinden des Niederschlags kaum bemerkbar war, wenn es nicht zwischen dem Auge und irgend einem dunklen Gegenstand vor sich ging[26b]. Die Formen dieser in der Luft schwebenden Schneepartikelchen schildern F. Müller[37a] und andere als kleine Eisnadeln, Scoresby[38a] als glänzende Blättchen. Die Lady Franklin Bay-Expedition[21b] hatte diesen Niederschlag fast immer. Kane[25b] beobachtete in den ersten Tagen des Januar einen solchen Niederschlag, den er nicht für Schnee hält, denn er sagt: „Wenn er in dieser Weise angehäuft ist (bis 9 Zoll tief), mag er bei flüchtigem Beschauen mit Schnee verwechselt werden, er hängt direkt zusammen mit der Strahlung und ist sehr häufig bei klarem Himmel.“ Daher auch Kanes Bemerkung[25c]: „Abgesehen vom Reif, der in diesen Polarregionen an die Stelle des unmittelbaren Niederschlags zu treten scheint ....“, hierzu steht aber seine Schneetabelle im Gegensatz. Alle andern Polarforscher erklären aber diese Art des Niederschlags ausdrücklich und mit Recht für Schnee.

Flockenschnee.

Den feinen staubartigen Schnee des Winters unterbricht ganz selten einmal ein Schneeflockenfall, wie wir ihn in unseren Breiten meist zu beobachten Gelegenheit haben. Im Sommer tritt diese Art schon öfter ein. Nares[39a] hatte dieses Phänomen bis — 11,1° C. beobachtet, Hayes[40b] nicht unter — 12,22° C. erfahren, während Kane[25b] die untere Grenze auf — 23,35° C. normiert. Bei grofser Kälte kommt demnach der Flockenschnee nicht vor.

Digitized by Google

Im Winter und dessen Ausgang notierten schweren Flockenschnee: Kane[25 c] im Dezember, die Hansamänner[11 c] am 6. und 25. März, Kapt. Back[41 a] am 25. März, Parry[27 b] am 26. April. Dagegen haben wohl fast alle Nordpolfahrer Schneeflocken im Sommer oder dessen Ende beobachten können, so z. B. Belcher[30 b], am 18. Mai, Schrenk[42 a] am 26. Mai und 1. Juli. Hayes[43 a] spricht von noch nie so grofs gesehenen Flocken am 18. August. Parry[27 c] beobachtete Schneeflockenfall am 21. und 28. August. Koldewey[13 a] erwähnt Schneeflocken in Walnufsgröfse am 11. September, John Rofs[44 a] am 12. September. Auch in Sibirien[37 b] sind Flocken bemerkt worden. Nares[39 a] verzeichnete einen Schneeflockenfall am 4. Oktober.

Ergiebigkeit der Schneefälle.

Die in der Mehrzahl der Arktis eignen geringen und feinen Schneeausladungen werden aber auch dann und wann als Ausnahmen durch ganz reichliche Menge fallenden Schnees unterbrochen, welche die Landschaft bis zu bedeutender Höhe bedecken.

Besonders zahlreich tritt diese Erscheinung im Cumberlandsund ein, so dafs zuweilen im Winter, öfters im Frühling schwere Schneefälle bei völliger Windstille das Eis meterhoch mit einer weichen Hülle überziehen[8 g] und das Land unwegsam machen. In Kekerten bedeckte ein Schneefall Anfang November 1883 das Land $^1/_2$ m hoch[45 a]. Nares erfuhr auch diese Widerwärtigkeiten Ende September und Anfang Oktober, die Decke wurde über 2 Fufs (60 cm) tief[18 b]. Parry berichtet ähnlich, am 21. August konnte er wegen eines 5—6 Stunden lang andauernden dichten Schneefalls nur mittelst des Lotes vorwärts kommen[27 c]. Am 29. April sandte der Himmel demselben Forscher soviel Schnee herab, dafs mehr desselben lag als während der ganzen Wintermonate[27 d]. Auch der Investigator wurde am 17. April 1851 reichlich mit Schnee bedeckt. Wrangel berichtet uns von einem schweren Schneefall am 22. August, so dafs er das auf den Wiesen liegende Heu bedeckte und plötzlich aus dem Sommer einen vollständigen Winter machte[2 b]. An der Kolyma fiel vom 6. bis 8. September soviel Schnee, dafs die zurückkehrenden Bewohner sich mit nicht geringer Mühe Wege in ihre hochverschneiten Wohnungen bahnen mufsten[2 c]. Heuglin schreibt, dafs im April, Mai und Juni oft Schnee in solcher Menge fiel, dafs er in einer Stunde 2—3 Zoll (50—77 mm) hoch lag[12 b]. Auch Koldewey und die Hansamänner auf der Scholle haben diese

Digitized by Google

schweren Schneefälle erfahren[11d]. Halls schwerster Schneefall war am 1. Mai 1873, so dafs an einigen Plätzen 3 Fufs (90 cm) Tiefe entstand[46a]. Hayes hatte im Smithsund an einem Tage des November einen Schneeniederschlag von 19 Zoll (45 cm); das ist 5 Zoll (127 mm) mehr, als im ganzen Winter 1853—54 im Rensselaer Hafen[40a]. Parry beobachtete Schneefall am 10. und 11. Juli 1823, so dafs die Schneedecke so war wie im Winter[27e]. Nares fand das Land durch einen Schneefall am 1. September 1875 bis zu einer Tiefe von 10—12 Zoll (250—300 mm) bedeckt[47a], darauf erfolgte 12 Tage lang Schneefall, so dafs die Tiefe 2 Fufs (60 cm) erlangte und das Jungeis infolge des Gewichtes brach[47b].

Schneefalltemperaturen.

Selten hat man in unseren Regionen Schneefall bei sehr niederer und hoher Temperatur beobachtet, doch zeigt auch in dieser Erscheinung die Arktis wieder, wie stets, die bedeutendsten Extreme. Alle Polarreisenden fast verzeichnen Schneefälle bei sehr beträchtlichen Kälte- und Wärmegraden. Wir wollen in folgendem eine Aufstellung der durch aufsergewöhnliche Temperaturen hervorragenden Schneefälle versuchen. Die Temperatur geben wir in Celsiusgraden und beginnen unsere Tabelle bei —30° C., da bis zu diesem Thermometerstande jene Erscheinungen schon bekannt geworden.

Die niedrigste Temperatur beim Schneefall, welche wir bei der Trifft der Hallschen Nordpolar-Expedition bemerkt, fand statt am 24. Januar 1872 bei —30,6° C.[8h].

Auf Nowaja Semlja[8i] beobachtete Tobiesen am 6. Februar 1873 einen Schneefall bei —32° C.

Am 13. Dezember 1881 notierte Greely in Fort Conger[48a] —33,9° C.

Am 8. März 1883 stand das Thermometer auf —34,5° C. in Kekerten[5e], als Schnee fiel.

Am 4. April 1876 hatte Nares Schnee in Thank God Harbour[18c] bei —35,56° C.

Am 22. März 1884 fiel Schnee in Umanaktuak[5f] bei —36,5° C.

Den 17. Januar 1830 hatte Rofs 12 Stunden Schnee bei einer Temperatur[28b] von —36,44° C. bis —38,33° C. und am 1. März[28e] 1832 bei —37,22° C. bis —38,89° C.

Digitized by Google

Greely [19c] berichtet uns von einer weiteren tiefen Temperatur — 36,39° C. auf Grinnell-Land am 16. März 1881.

Hall [24b] beobachtete am 4. November 1864 — 37,78° C. beim Schneefall; am 26. Februar 1865 wieder bei folgender Temperaturangabe von 6 Thermometern: — 37,78°; — 36,67°; — 37,78°; — 37,78°; — 40°; — 40,56°, und am 1. Januar 1866 bei der Angabe von 2 Thermometern: — 38,89° und — 41,11° C.

Von Fort Confidence [29] wird im Februar 1851 ein Schneefall be — 39,06° C gemeldet.

In Jakutsk [8k] sind öfters Schneefälle unter — 37° C. beobachtet worden, z. B. beobachtete man 1854 — 46° C., während daselbst Middendorf [1b] — 48,89° C. angiebt.

Im Janagebiet [4b] zeigte sich fallender Schnee am 5. Dezember 1885 bei — 39,2° C., am 14. Januar 1886 bei — 40° C., den 20. Januar 1886 bei — 41,6° C. und am 13. März 1886 bei einer Tagestemperatur von — 40,2° C. bis — 42° C.

Bei der Lady-Franklin-Bai-Expedition [21c] fand Schneeausladung bei — 39° bis — 40° C. statt.

Im Wellingtonkanal [30a] fanden wir Schneefall verzeichnet am 5. Februar 1854 bei einem Maximum des Tages von — 38,89° C und einem Minimum — 42,64° C.

Die deutsche Polarstation in Kingawa-Fjord [9] fand diese Erscheinung bei — 40,9° C. am 27. Februar 1883, und bei — 44,2° C. am 5. März 1883.

Rofs' [28d] tiefste Temperatur beim Schneefall zeigte sich am 21. Februar 1831 bei — 48,33° C.

Die niedrigste Temperatur [30c] überhaupt fanden wir verzeichnet mit — 50° C. am 4. Februar 1854 im Wellingtonkanal.

Diese letzteren ganz abnormen Kältegrade, bei denen Schnee gefallen ist, erwecken wohl den Zweifel, ob die Angabe der Temperatur sich genau auf dieselbe Zeit, in welcher der Niederschlag geschehen, bezieht. Herr Prof. Dr. Ratzel teilte uns gütigst mit, dafs z. B. in den Schiffsjournalen die Niederschläge unter die Rubriken der Beobachtungsstunden geschrieben würden, wenn sie auch vorher geschehen wären. Ferner erscheint uns die Möglichkeit eines Irrtumes bei Beobachung des Schnees darin vorhanden, dafs der Wind, der ja meist beim Schneefall auftritt, der Träger dieser an einer andern entfernten Stelle aufgenommenen Schneemasse gewesen sein kann, dafs

Digitized by Google

man also eigentlich Treibschnee, aber nicht Schnee als atmosphärischen Niederschlag vor sich hatte.

Weiter auch entstehen für das Thermometer in niederen Graden viele Fehlerquellen, so dafs die Angaben leicht um einige Grade ungenau sein können.

Wie sich Temperaturextreme beim Schneefall in der Kälte zeigen, finden wir sie auch bei der Wärme.

Wir beginnen unsere Aufzählung mit + 5° C.

Am 11. Oktober 1870 fiel Schnee bei + 5,22° C. in der Nähe von Tromsö [12c].

Rofs [28c] berichtet am 14. Juni 1830 von 6 Stunden Schnee zwischen + 5,56° C. und + 6,67° C.

Kpt. Back [41b] fand die Temperatur + 6,11° C.

Am Olenék bemerkte Ferdinand Müller [37c] die Erscheinung bei + 6,7° und + 7,7° C. am 24. Mai 1874, bei + 7,8° und + 7° C. am 25. Mai 1874.

In Jakutsk [1c] fiel Schnee bei + 7,22° C.

Hall's [24c] höchste beobachtete Temperatur war + 8,33° C. am 1. Juli 1865.

Rofs [28e] führt ferner Schneefalltemperaturen an: 1830 am 16. Juni + 8,89° C. bis + 10° C., am 26. Juni + 8,49° und am 27. Juni bei + 9,44° C.

Bedeutend höhere Grade finden sich bei Wrangel [2d] am 19. Juli mit + 13,75° C.

Ferner + 14° C. am 5. Juli 1883 im Kingawa-Fjord bei der Deutschen Polarstation [9].

In Jakutsk [1d] finden wir die höchste Temperatur + 16,125° C., bei welcher Schnee gefallen ist, am 2. Juli 1845.

Ebenso überraschend als bei den vorerwähnten tiefsten Temperaturen zeigt der Schnee sich bei obenstehenden hohen Wärmegraden. Hier können wir dieselben Zweifel hegen wie bei der Kälte, mit Ausnahme der Fehlerquellen des Thermometers. Vielleicht wäre es möglich, die Hervorrufung dieses Schnees bei so hoher Temperatur durch das plötzliche Einwirken eines kalten Luftstromes zu erklären.

REGENFALL.

Über den Niederschlag in Form von Regen in der Arktis herrschen noch manche Irrtümer, die hoffentlich durch Nachfolgendes teilweise aufgeklärt werden.

Digitized by Google

Die einleitenden Worte des vorigen Kapitels (S. 95) gelten auch hier.

Zunächst geben wir die Tage des Regenfalls wie oben beim Schnee in derselben Anordnung.

Asien.

In Jakutsk [1a] wurden an Regentagen* beobachtet:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1844	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4	0	0
1845	0	0	0	0	4	3	4	5	3	0	0	0
1846	0	0	0	0	3	0**	—	—	—	—	—	—

Für Nish'ne Kolymsk [2a] gilt folgende Aufzeichnung:

1820	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0
1821	0	0	0	0	3	6	0	0	0	0	0	0
1822	0	0	0	0	6	9	0	0	0	0	0	0
1823	0	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Nordenskiöld beobachtete in seinem Winterquartier [3]:

1878	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0	0
1879	0	0	0	0	0	2	4	—	—	—	—	—

Für das Janagebiet (1885 Toll) und die neusibirischen Inseln [4a] finden wir in südlicheren und nördlichen Teilen genaue Aufzeichnungen von Bunge und Toll:

1885 (Bunge)	—	—	—	—	—	14	16	8	0	0	0	
1886	0	0	0	0	0	2	5	11	6	0	—	—
1885 (Toll)	—	—	—	—	1	7	—	0	—	—	—	
1886	—	—	0	0	0	1	10	8	3	0	—	—

Eine unvollständige Aufzeichnung datiert aus dem Jahre 1884 vom Obischen [5a] Meerbusen:

1884	—	—	—	—	—	—	—	0	7	4	2	—

Nördlich von West-Sibirien [6a] verzeichnete der Meteorolog des Schiffes „Oskar Dickson" folgende Regentage:

1880	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0	0
1881	0	0	0	0	2	0	4	—	—	—	—	—

Middendorf notierte im Taimyrland [1a]:

1843	—	—	—	—	0	8	17	3	7	2	—	—

Die russische Polarstation am Karameer [5b] giebt an:

1882	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	0	0
1883	0	0	0	0	2	6	16	14	12	—	—	—

* Die Zahlen bedeuten die Anzahl der Regentage, wenn nichts weiter dazu bemerkt ist.

** 0 sagt aus, dafs Regen gefallen, die Anzahl der Tage aber unbestimmt ist.

Digitized by Google

Nowaja Semlja.

Die russische Polarstation [9] notierte:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1882	—	—	—	—	—	—	—	—	8	2	0	0
1883	0	0	0	0	1	6	18	6	—	—	—	—

Europa.

In Sodankylä [9] wurde kein Regen beobachtet vom Juni bis September 1883.

Jan Mayen.

Die Polarstation [9] verzeichnete folgende Regenstunden:

1882	—	—	—	—	—	—	57	70	91	130	60	20
1883	55	40	0	31	18	27	—	—	—	—	—	—

Diese Verteilung des Regens ist einzig in der Arktis, aber ähnlich in Spitzbergen.

Bäreninsel.

Tobiesen [81] stellte folgende Tabelle auf:

1865	—	—	—	—	—	—	—	—	6	2	4	6
1866	0	0	0	0	1	—	—	—	—	—	—	—

Auf dem Meere zwischen Ost-Grönland und Spitzbergen.

Weyprecht [6g] notierte auf dem „Tegetthoff" folgende Regenstunden:

1872	—	—	—	—	—	—	—	27	0	0	0	0
1873	0	0	0	0	0	6	28	84	62	0	0	0
1874	1	0	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—

Auf der ersten deutschen Nordfahrt [8m] ergaben sich als Regenstunden:

(in den 7 letzten Tagen)	24	7	17	9	91	—	—	—				

Heuglin [12a] erfuhr in jenem Meere:

1870	—	—	—	—	—	—	7	5	11	2	—	—
1871	—	—	—	—	—	—	3	10	2	—	—	—

Ost-Grönland.

Auf der Sabine-Insel [11b] sind folgende Regenstunden notiert:

1869	—	—	—	—	—	—	—	0	2	0	0	0
1870	0	0	0	4	10	18	68	—	—	—	—	—

Die Schiffbrüchigen [11a] der Hansa notierten auf ihrer Scholle:

1869	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	5
1870	4	1	1	3	8	4	—	—	—	—	—	—

Digitized by Google

West-Grönland und äufserster Norden.

In Julianehaab[14a] sind 1853—55 an Regentagen beobachtet worden:

Winter 3; Frühling 12; Sommer 32; Herbst 10½; Jahr 57½.

In Godthaab[9] notierte die Polarstation:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1882	—	—	—	—	—	—	—	12	21	0	0	1
1883	0	0	2	1	4	17	20	6	—	—	—	—

Fünfjährige[14b] Beobachtungen an derselben Stelle gaben:

Winter 0,4; Frühling 4,8; Sommer 26,5; Herbst 10; Jahr 41,7.

Dieselben Zahlen finden sich auch für zwölfjährige Beobachtungen angeführt[15a].

Aus Jacobshavn[15a] lauten die Berichte von 12 Jahren:

Winter 0,5; Frühling 1,5; Sommer 23,2; Herbst 15,7; Jahr 31,2.

Zehnjährige Notierungen[14b] ergaben:

Winter 0,5; Frühling 1,5; Sommer 21,9; Herbst 5,9; Jahr 29,8.

Upernivik[14d] hatte während 14 Jahren durchschnittlich:

Winter 0,28; Frühling 1,29; Sommer 7,71; Herbst 4; Jahr 13,29.

Im Foulke Hafen[8n] hatte Hayes nur an 15 Tagen Regen und zwar im November, Juni und Juli.

Im Polarishaus[17a] ergaben sich:

1872	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0
1873	0	0	0	0	0	1	2	7	10	—	—	—

auf der Fahrt nach Süden.

In Polarisbai:

1871	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0
1872	0	0	0	0	0	0	9	1	—	—	—	—

In Fort Conger[19b] notierte man folgende Regenstunden:

1882	0	0	0	0	0	26	79	41	8	0	0	0
1883	0	0	0	0	0	3	28	—	—	—	—	—

Amerika.

Festland.

In Kekerten[5c] im Cumberlandsund fiel kein Regen vom Januar bis April 1883 und 1884; Oktober bis Dezember 1882. Für die übrigen Monate fehlen die Notizen.

Von der deutschen Polarstation im Kingawa Fjord[9] melden uns die Aufzeichnungen:

Digitized by Google

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1882	—	—	—	—	—	—	—	—	5	0	0	0
1883	0	0	0	1	1	16	21	15	1	—	—	—

Aus Fort Reliance[20a] haben wir folgende Mitteilung:

1833	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0
1834	0	0	0	0	0	—	—	—	—	0	0	0
1835	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

In Fort Confidence[6h] beobachtete Hellmann:

1837	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0	0
1838	0	0	0	0	6	3	8	8	6	0	0	0
1839	0	0	0	1	3	5	11	10	6	—	—	—

In Port Clarence gab es:

vom September 1850 bis 10. Juli 1851 89 Regentage,
- - 1851 - 11. - 1852 89 -
- - 1853 - 17. - 1854 17 -

In Fort Providence gab es:

vom November 1848 bis Juni 1849 11 Regentage.

Über St. Michael finden wir ebenso eigenartige Bemerkungen in Bezug auf den Regen als auf den Schnee; es fällt hier wenig Regen, während auf den nahen Küstenhügeln es stark und oft regnet. Ferner haben wir noch folgende unvollständige Tabelle:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1850[22a]	—	—	—	—	—	—	7	0	9	—	—	—
1877[23a]	—	—	—	—	—	—	—	1	3	1	0	—
1878	—	—	—	0	—	—	—	1	1	0	—	—
1879	—	—	0	0	1	—	1	1	1	2	0	1
1880	—	—	—	0	—	—	2	—	—	0	1	0
1881	—	—	0	1	2	—	—	—	—	—	—	—

Inseln und Meeresteile.

Hall hat bei seiner Kreuzung in der Davisstrafse[24a] beobachtet:

1864	—	—	—	—	—	—	—	5	4	2	0	0
1865	0	0	0	0	0	4	5	11	6	1	0	0
1866	0	0	0	0	0	0	—	—	3	0	—	—
1867	0	0	0	—	0	—	—	—	—	—	—	—

Kane[25a] war 1850 im Lancastersund, 1851 in der Baffinsbai und notierte:

1850	—	—	—	—	—	—	2	0	0	0	0	0
1851	0	0	0	0	0	2	8	2	—	—	—	—

Im Winter 1819 weilte Parry an der Melville-Insel, 1820 drang er noch etwas westlicher vor, 1821 war sein Winterquartier in der

Digitized by Google

Repulsebai, 1822 in Iglulik. Über seine Reisen haben wir folgende Angaben:

Erste Reise[26a]:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1819	—	—	—	—	—	—	4	4	1	0	0	0
1820	0	0	0	0	1	3	6	1	0	—	—	—

Zweite Reise[27a]:

1821	—	—	—	—	—	—	7	4	2	1	0	0
1822	0	0	0	0	0	4	5	8	0	0	0	0
1823	0	0	0	0	0	0	14	7	3	—	—	—

Das über John Rofs' Aufenthalt auf Boothia Felix geführte Tagebuch weist folgende Tabelle[28a] auf (die in Klammern darunter stehenden Zahlen bedeuten Regenstunden[29a]):

1829	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0	0
	—	—	—	—	—	—	—	—	(46)	(3)	—	—
1830	0	0	0	0	0	5	11	17	1	0	0	0
	—	—	—	—	—	(28)	(97)	(83)	(0)	—	—	—
1831	0	0	0	0	0	4	8	10	2	0	0	0
	—	—	—	—	—	(14)	(65)	(63)	(12)	—	—	—
1832	0	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Im Oktober 1829 und September 1830 finden sich Widersprüche, ebenso steht die Angabe, dafs Rofs nur in den drei Sommermonaten (Juni bis August) Regen[38b] gehabt habe, im Gegensatz zu obiger Tabelle.

Die drei Stunden Regen im Oktober 1829 waren mit Schnee untermischt; der Fehler entstammt vielleicht daher, dafs die Tage zum Schnee, die Stunden zum Regen gerechnet wurden.

Verfolgen wir Belchers[30a] arktische Fahrt, 1852 in der Baffinsbai, 1853 im Northumberlandsund, 1854 im Wellingtonkanal, so haben wir:

1852	—	—	—	—	9	3	8	6	0	0	0	0
1853	0	0	0	0	3	1	10	2	0	0	1	0
1854	0	1	0	0	0	2	5	—	—	—	—	—

Hierbei stofsen wir wieder auf Entgegengesetztes; wir finden[30d] die Angaben des Kapt. Kellet, der auf den Parryinseln (74° 42′ n. Br. 101′ w. L.) weilte:

1853 Juni 5 Regentage, 39 Regenstunden,
- Juli 11 - 33 -
- August 6 - 25 - aufgeführt,

zu welchen Belcher die Bemerkung fügt, dafs sein Aufenthalt im Sommer regenlos gewesen. Seine Tabelle berichtet aber das Gegenteil.

Digitized by Google

Pullen erfuhr bei Beechey Island 1852—53 16 Regentage,
1853—54 5 -

Kellet und M'Clintock hatten in den Jahren 1852—53 bei Dealy-Island 20 Regentage, bei Melville-Insel 1 Regentag.

In Camdenbai[10b] traten innerhalb 320 Tagen 10 Regentage ein.

In Point Barrow[21a] hatte man: September 1852 bis 10. August 1853 10 Regentage, vom September 1853 bis 20. Juli 1854 15 Regentage.

Nahe Point Barrow[9] war 1883 vom Januar bis Juni kein Regen, im Juli hatte man 3 Regentage, im August 5 Regentage.

Zwischen den Monaten Mai und Oktober fällt im allgemeinen der Regen in der Arktis, und unter diesen Monaten ragt besonders wegen seiner stärkeren Anzahl von Regentagen der Juli hervor. Die vor diesem Monat fallenden Regen haben die Aufgabe, die Erde vom Schnee rein zu waschen, die späteren erwärmen den Boden und befördern die Fruchtbarkeit.

Die Regen im Mai resp. Oktober sind Vorboten resp. Nachläufer der warmen Jahreszeit, treten nicht regelmäfsig in allen Jahren und in allen Gegenden ein. Die gröfste Anzahl der Regentage scheint hier wieder wie beim Schnee im Cumberlandsund vorzukommen, welcher Gegend sich fast ebenbürtig die nordasiatische Küste anreiht. Die im Winter vorkommenden Regen haben ihre besonderen Ursachen, welche von der Lage des Landes oder eintretenden plötzlichen meteorologischen Umständen abhängen.

Erster Regen.

In Folgendem führen wir eine Anzahl von ersten Regenfällen an und ordnen die Plätze wie oben:

Jakutsk[1e]	2. Mai 1845.	Werchojansk[61]	30. Mai 1869.
-	22. Mai 1846.	Am Olenék[37d]	5. Apr. 1863.
Nish'ne Kolymsk	6. Mai 1821.	- -	20. Mai 1874.
- -	April 1822.	Taimyrland[1f]	2. Juni 1843.
- nicht früher als	April 1823.	-	28. Mai 1844.
Vega's Winterquartier[3a]		Nördl. von Westsibir.	Mai 1881.
	26. Juni 1879.	Ssagastyr (russische Polarstation)	
Jana Gebiet[4c]	27. Juni 1885.		28. Mai 1883.
Neusibirische Inseln (Bunge)		-	22. Mai 1884.
	6. Juni 1886.	Karameer (russ. Palarst.)	Mai 1883.
- (Toll)	20. Juni 1886.	- (Varna Exped.)[7a]	Juli 1883.

Digitized by Google

Nowaja Semlja	27. Mai 1883.
Nord-Rufsland [42b]	21. Mai 1866.
Sodankylä	16. Febr. 1883.
-	11. Jan. 1884.
Kultala	23. Jan. 1884.
Nord Skandinavien [49a]	23. Mai.
Bäreninsel [8o]	21. Mai 1866.
Ost-Grönland (Nordenskiöld)	13. Juni 1883.
- - (Sabineinsel) [11b]	Apr. 1870.
Im Meere zwischen Ost-Grönland und Spitzbergen (Tegetthoff) [6g]	6. Juni 1873.
- (Tegetthoff)	Januar 1874.
- (Parry) [43h]	3. Juni 1827.
- (Koldewey)	2. Juli 1864.
- (Payer) [8p]	3. Juli 1874.
- [50a]	11. Juni 1861.
- [51]	18. Juni 1842.
West-Grönland 64° n. Br. [15b]	20. Mai 1863.
Godthaab	März 1883.
Foulke Hafen [40b]	25. Juni.
Rensselaer Hafen [6m]	Juni.
Polarishaus	nicht vor Juni 1873.
Polarisbai	Juli 1872.
Thank God Harbour [18d]	5. Juli 1876.
Fort Conger	Juni 1882.
- -	Juni 1883.
Cumberlandsund (Kekerten)	nicht vor Mai 1883.
- - -	Mai 1884.
- (Umanaktuak)	1. Apr. 1884.
- (Kingawa Fjord)	25. Apr. 1883.
Fort Reliance	nicht vor Ende Mai 1834.
Fort Confidence	Mai 1838.
- -	Apr. 1839.
- -	1. Juni 1851.
- Franklin [41a]	11. Mai 1826.
- Enterprise	Mai 1820.
St. Michael [23a]	10. Mai 1879.
Nottinghaminsel	12. Mai 1837.
Baffinsbai [25d]	Juni 1851.
-	Juni 1852.
Parry. 1. Reise. Melville-Insel	28. Mai 1820.
- 2. -	Juni 1822.
- 2. -	3. Juli 1823.
Boothia Felix [28f]	19. Juni 1830.
- -	21. Juni 1831.
- - [44b]	4. Juli 1832.
- -	11. Juni 1833.
Northumberlandsund (Belcher)	17. Mai 1853.
Wellington-Kanal (Belcher)	Februar dann 3. Juni 1854.
Port Bowen [29b]	7. Juni 1825.
Port Kennedy [29c]	Juni 1859.
North Sommerset [52a]	14. Juni 1852.
An der Nordküste [53a]	17. Mai 1820.
- - -	24. Juni 1821.
- - - [54a]	2. Hälfte Mai 1826.
- - - [55a]	13. Apr. 1837.
Cambridge Bai [56a]	19. Apr. 1853.
Parry Inseln (Kellet)	Juni 1853.
Westlich derselben [57a] (M'Clure)	31. Juni 1851.
- -	Juni 1852.
Point Barrow [9]	2. Juli 1883.

Nach obiger Tabelle können wir Mai, Juni und Juli als diejenigen Monate erkennen, in denen der erste Regen in allen Polarländern fällt, und zwar tritt diese Erscheinung im Mai am häufigsten ein. Als Ausnahmen, wie schon vorher erwähnt, müssen wir die vor diesen Monaten fallenden Regen betrachten.

Digitized by Google

Letzter Regen.

Den Schluſs der Regen eines Jahres geben folgende Daten:

Jakutsk	30. Okt. 1844.
-	29. Sept. 1845.
Nish'ne Kolymsk	21. Aug. 1821.
- -	Juli 1822.
Vega's Winterquartier	8. Okt. 1878.
Jana Gebiet	28. Sept. 1885.
Neusibir. Inseln	27. Sept. 1885.
Werchojansk	20. Sept. 1869.
Am Olenék 69° n. Br.	23. Sept. 1874.
Nördl. von Westsibir.	vor Okt. 1880.
Obischer Meerbusen	Nov. 1884.
Ssagastyr	Sept. 1882.
-	Nov. 1883.
Karameer (Varnaexped.)	Okt. 1882.
Nowaja Semlja	Okt. 1882.
Spitzbergen [8q]	Anfang Dez. 1872.
- [8r]	in der Regel die letzten 6—7 Wochen des Jahres regnete es während 1743—49.
Sodankylä	Okt. 1882.
-	Nov. 1883.
Bäreninsel [50b]	Weihnachtsw. 1824.
- [8d]	Dez. 1865.
Ost-Grönl. Sabineinsel	Sept. 1869.
- - Hansascholle	Dez. 1869.
Meer zwischen Ost-Grönland und Spitzbergen (Tegetthoff)	Aug. 1872.
- (Tegetthoff)	Sept. 1873.
- (Payer)	20. Sept. 1883.
- (Heuglin)	Okt. 1870.
- (1. deutsche Exp.)	Sept. 1868.
West-Grönland 64° n. Br.	27. Sept. 1862.
Godthaab	(Okt. u. Nov. nicht) Dez. 1882.
Foulke Hafen [87]	Nov. 1860.
Rensselaer Hafen [88]	Juli 1854.
Polarishaus	vor Nov. 1872.
Polarisbai	- Nov. 1871.
Fort Conger	Sept. 1882.
Cumberlandsund (Kekerten)	vor Okt. 1882.
- (Kingawa Fjord)	28. Sept. 1882.
Fort Reliance	3. Nov. 1833.
- -	vor Okt. 1834.
- Confidence	Okt. 1837.
- -	Sept. 1838.
St. Michael	Dez. 1880.
- -	Nov. 1881.
Davisstraſse	9. Okt. 1864.
-	Okt. 1865.
-	Sept. 1866.
Baffinsbai	10. Aug. 1852.
-	21. Juli 1850.
Nottingham Island	Anf. Juli 1837.
Parry	1. Sept 1819.
-	1. Okt. 1821.
-	22. Aug. 1822.
Boothia Felix	15. Okt. 1829.
- -	15. Sept. 1830.
- -	2. Sept. 1831.
Northumberlandsund	Nov. 1853.
Lancastersund	Juli 1850.
An der Nordküste Amerikas	22. Okt. 1829.
Parry Inseln	Aug. 1853.
Melvillesund	Nov.
Prince Wales Strait	Sept. 1851.
Behringstraſse	Dez.

Digitized by Google

Die letzten Regen treten demnach im allgemeinen in den Monaten September und Oktober ein, die zu anderen Zeiten beobachteten haben Ausnahmebedingungen zur Ursache.

Die Regen im härtesten Winter werden zum Teil von warmen Föhnwinden verursacht, zum Teil aber auch von den warmen Meeresströmungen.

Regen zu allen Zeiten.

Die folgenden Gegenden hatten in jedem Monat Regen:

Die norwegische Polarstation Bossekop.

Im nördlichen Schweden kann es nach Mohn[6n] zu allen Zeiten regnen, ebenso nach fünfzehnjährigen Beobachtungen in Reykjavik[6o].

Auf der Polarstation in Jan Mayen mufste man in allen Monaten Regen notieren, doch findet sich[6p] der Juli 1882 regenlos verzeichnet.

Im Meere zwischen Ost-Grönland und Spitzbergen kann es nach Scoresby[38a] auch zu allen Zeiten regnen, doch nahe dem 80. Breitengrade selten oder nie.

Auch gab es in Julianehaab[14a] 1853—55 in allen Monaten Regen wie in Frederikshaab[29] 1856—60.

Ikogmut[38c] hat ebenfalls zu allen Zeiten Regenfall.

Regenmenge.

Auch hier, wie bei der Schneemenge, haben wir wegen der geringen und ungenauen Angaben eine nähere Betrachtung unterlassen

Art des Regenfalls.

Nach Übereinstimmung aller Berichte der Polarreisenden besteht die gewöhnliche Art des Regenfalls in der Arktis aus feinen Schauern von kurzer Dauer oder aus langen stetigen nebeligen Regen. Doch giebt es an allen Orten, wenn auch seltener als in südlicheren Breiten jene plötzlichen Ergüsse mit grofser Wassermenge.

So lauten die Berichte aus Sibirien, dafs am 29. und 30. Juni[2e] die Flüsse hoch geschwollen waren, welche Thatsache zum Teil wohl auch dem Regen zuzuschreiben ist; dafs Ende Juli drei Tage lang dichter Regen gefallen, dafs Platzregen am 21. August 1821 niedergegangen, und dafs es viele schwere Regen auf der steinigen Tundra 1822 gegeben.

Ebenso zeigten sich am Olenék[37e] Platzregen am Anfang Juni und am 6. Sept., strömender Regen am 28. Juni und am 3. Sept.

Auch Middendorf[1a] erfuhr zu seinem Leidwesen Platzregen Mitte Juli 1844.

Digitized by Google

In Nord-Rufsland[42c] notierte man am 18. Juli Regen in Strömen.

Das Meer zwischen Ost-Grönland und Spitzbergen blieb auch nicht von diesen heftigen Ergüssen verschont; es schildert uns Payer[36b] in 79° n. Br. vom 24.—27. Juli fast ununterbrochenen Regen in Strömen, der in der folgenden Woche von neuem begann.

Die Schiffbrüchigen der Hansa[11a] mufsten diese Regengüsse am 3. Dez. 1869 in 67° n. Br. und am 1. Weihnachtsfeiertag erfahren.

Scoresby[32d] hatte vom 8.—13. August 130 Stunden Regen, dessen Quantität alles, was er je gesehen, bei weitem übertraf.

Auch Parry[43c] berichtet aus derselben Gegend am 14. Juli von einem 21 Stunden langen dauernden Regen in grofsen Tropfen, wie er ihn noch nie im Norden gesehen. Die in diesem Sommer 1827 gefallene ungeheure Menge Regen war mehr als während der ganzen 7 vorhergegangenen Sommer zusammengenommen, oder wie er sich noch ausdrückt, zwanzigmal mehr als während irgend eines Sommers, den er in der Polarregion zugebracht, in 8—10 Grad südlicheren Gegenden.

Payer berichtet, dafs in Franz Josephs-Land oft Tage lang der Regen in Strömen gofs.

Auch in West-Grönland kennt man diese Erscheinung, wie uns z. B. Nares[18d] in Thank God Harbour vom 27. Juli, Rink[15c] vom 26. Dez. in 64° n. Br. mitteilt.

Die nordamerikanischen Inseln werden auch davon heimgesucht. Kellet[8s] notierte 1853 einen 15 Stunden langen heftigen Regen, Armstrong[57a] am 2. August 1851, Franklin[53b] am 30. Sept., der den Lehm vom Dache führte.

In St. Michael[23a] treten diese Ergüsse auch ein, doch ist ein solcher innerhalb von 5 Jahren nur ein einziges Mal vorgekommen.

Regenfalltemperaturen.

In der Arktis finden wir beim Regenfall auch extreme Temperaturen allerdings nicht soweit sich erstreckend als beim Schnee.

Tobiesen[8t] notierte den 15. Nov. 1865 auf der Bäreninsel Regen bei einer Temperatur von — 6°; — 3,4°; — 0,5; — 3,3° C.

Payer[36c] am 2. Jan. 1884 bei — 2,5° C.

Bunge[4d] am 6. Juni 1886 auf den neusibirischen Inseln bei einer Tagestemperatur von — 5,8°; — 3,6°; — 2,7°; — 3,6° C. und an der Jana am 28. Sept. 1885 bei — 7,6°; — 5,6°; — 10,1° C.

Am 17. Mai 1853 trat Regen ein im Northumberlandsund[30a] bei einem Tagesmaximum von — 3,89° C. und einem Minimum von — 10° C.

Digitized by Google

In Sodankylä findet man Regen bemerkt am 16. Febr. 1853 bei — 4,6° C. und am 11. Jan. 1884 bei — 7,1° C., in Kultala am 23. Jan. 1884 bei — 8,4° C.

Roſs berichtet[28a] einen mit Schnee gemischten Regenfall am 15. Oktober 1829 bei — 7,78° C.

In Umanaktuak[5f] regnete es am 1. April 1884 bei — 11° C.

In York Factory[29] fiel Regen am 26. April 1846 bei — 11,5° C.

Auch hier ist, analog dem Schneefall, leicht die Angabe der niederen Temperaturen Fehlern unterworfen.

NIEDERSCHLAG.

Viele Polarreisende geben uns keine Tabellen der Schnee- und Regentage, sondern sogenannter Niederschlagstage, zu denen der Fall von Nebel, Hagel, Reif u. s. w. mitgezählt wird. Aus den Aufzeichnungen der Schnee- und Niederschlagstage für einen Ort können wir demnach nicht die Anzahl der Regentage finden. Wir haben deshalb jene Berichte zu folgender Tabelle vereinigt:

Jakutsk[1g] hatte an Niederschlagstagen:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1845	—	7	12	8	5	10	11	4	18	16	12	16
1846	23	9	5	3	2	—	—	—	—	—	—	—

Auf den neusibirischen Inseln[4e]:

1885 (Bunge)	—	—	—	—	—	13	17	18	15	2	8	
1886	8	3	6	6	—	—	—	—	—	—	—	—
1886 (Toll)	—	—	—	21	13	15	10	20	14	4	—	

Nach Schrenk[61] giebt es jährlich in Werchojansk 190 Niederschlagstage, dagegen in Jakutsk 90.

An der Mündung des Jenissei[10c] gab es im Jahre 188 Niederschlagstage.

Mohn[8b] giebt für den Winter (Dezember, Januar, Februar) folgende Niederschlagstage an:

Eisfjord Spitzbergen 31. Bäreninsel 54. Nowaja Semlja 25. Vardö 37. Fruholm 60.

Über Nowaja Semlja werden uns berichtet aus der Möllerbai[6a] (72° 39′ n. Br., 52° 47′ ö. L.):

1876	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	16	8
1877	13	2	6	12	8	—	—	—	—	—	—	—

Digitized by Google

Tobiesen[6r] giebt uns aus 75° 55′ n. Br., 59° ö. L. derselben Insel:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1872	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	7
1873	14	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

In Bossekop[9], der norwegischen Polarstation, wurden an Niederschlagstagen notiert:

1882	—	—	—	—	—	—	—	19	13	7	7	7
1883	14	10	16	8	15	11	7	12	—	—	—	—

Mohn[6c] giebt uns für folgende Orte die jährlichen Niederschlagstage an:

Brönö	Ranen	Bodö	Lödingen	Lofoten	Andenes	Tromsö	Südvaranger
147	162	152	264	180	190	173	137

Alten	Vardö	Kistrand	Gjasvar.
104	137	118	161

In Stykkisholm[6d] hat man nach 23jährigen Beobachtungen folgende Niederschlagstage:

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
20	18	18	18	17	17	15	15	19	20	19	22	217

In Reykjavik[6o] nach 15jährigen Beobachtungen:

15,2	12,4	13,1	8,9	10,8	8,7	9,8	10,1	11,2	12,3	12,4	14,6	139,5

Auf Jan Mayen[9] notierte die Polarstation:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1882	—	—	—	—	—	—	—	23	22	20	21	19
1883	20	22	13	23	25	14	13	—	—	—	—	—

Auf der Sabine-Insel[6s] beobachtete Koldewey:

1869	—	—	—	—	—	—	—	37	33	43	42	71
1870	63	47	43	38	58	88	72	—	—	—	—	—

In Julianehaab[14a] hatte man Regen und Schnee in folgender Anzahl:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
1853—55	2	5	4	5	16
In Godthaab:					
5 Jahre	2,2	1,8	1,3	5,6	10,9

Die Polarstation[9] an letzterem Orte notierte an Niederschlagstagen

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1882	—	—	—	—	—	—	—	15	25	16	18	13
1883	19	24	24	17	17	21	20	8	—	—	—	—

Digitized by Google

In Jacobshavn[14a] hatte man Regen und Schnee in folgender Anzahl:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
10 Jahre	0,2	1,2	3,2	3,3	7,9

In Upernivik:

14 Jahre	0,21	0,42	0,85	0,58	2,06

Im Rensselaer Hafen[6m] gab es an Niederschlagstagen:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
76	14	11	11

Im Foulke Hafen[40b]:

19	25	29	28

Im Polarishaus[17a] wurden an Niederschlagsstunden beobachtet:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1872	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	95	21
1873	50	74	11	64	117	—	—	—	—	—	—	—
In Polarisbai:												
1871	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	35	7
1872	28	22	62	148	33	15	50	15	—	—	—	—
						auf der Fahrt.						

Nares[39b] beobachtete an Niederschlagsstunden:

	Floeberg Beach.											
1875	58	67	46	61	180	168	118	74	173	178	29	140
	Discovery Bai.											
1876	92	66	72	90	74	48	80	28	120	144	68	92

Für Fort Conger[19d] ergiebt sich folgende Tabelle der Niederschlagsstunden:

1881	—	—	—	—	—	—	—	90	98	35	50	94
1882	68	28	120	87	143	114	103	106	207	95	17	34
1883	107	61	121	49	179	86	—	—	—	—	—	—
1875	—	—	—	—	—	—	—	28	120	144	68	92
1876	92	66	72	90	74	98	—	—	—	—	—	—

Für Kingawa Fjord[9] haben wir folgende Niederschlagstage (die Zahlen in Klammern bedeuten Niederschlagsstunden):

1882	—	—	—	—	—	—	—	—	13	18	20	20
	—	—	—	—	—	—	—	—	(75)	(147)	(268)	(174)
1883	12	17	26	17	13	26	21	15	—	—	—	—
	(84)	(137)	(194)	(136)	(113)	(236)	(170)	(95)	—	—	—	—

In Fort Rae[21d] beobachtete man:

1882	—	—	—	—	—	—	—	—	11	15	15	13
1883	5	13	3	2	8	9	7	14	—	—	—	—

Digitized by Google

In Fort Simpson[6t]:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1849	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	5	3
1850	5	3	4	1	1	1	—	—	—	4	5	4
1851	3	5	4	3	1	—	—	—	—	—	—	—

In St. Michael giebt es nach 4jähriger Beobachtung[6u]:

	9,7	5,7	8,2	16,2	11,2	9,8	14,2	19,5	17,7	16	10	9,7
1874[6v]	—	—	—	—	—	—	11	13	4	9	4	8
1875	3	11	7	2	7	6	9	14	11	7	3	2
1876[6w]	5	1	7	7	6	10	10	15	17	12	9	8
1877	10	4	3	8	8	4	8	19	16	13	6	5
1878	5	2	4	16	12	12	—	—	—	—	—	—

Im Mittel von $2^1/_2$ Jahren giebt es auf Boothia Felix nach Belchers Beobachtungen an Niederschlagsstunden:

	80	30	78	130	75	104	95	93	156	128	114	75

In der Hudsonsstrafse[6x] wurden an Niederschlagstagen beobachtet:

1836/37	4	6	4	8	8	16	9	5	9	14	10	8

Die jährlichen Niederschlagstage[6z] sind:

Wolstenholmsund	Winterinsel	Iglulik	Port Bowen	Port Leopold	Cambridgebai
83	68	78	69	70	69

Walkerbai	Camdenbai
71	73

Ikogmut[38c] hat nach 5jährigen Beobachtungen Niederschlagstage

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
25	27	13	29	95

Niederschlagsmenge.

Die uns zu Gebote stehenden Tabellen der Niederschlagsmengen wollen wir aus oben angeführten Gründen (S. 107) keiner Betrachtung unterziehen, da wir ja doch zu keinem halbwegs sicheren Resultate gelangen könnten.

Nur Etzels Ausführung[14a] mag hier bemerkt werden: Schnee und Regen geben in Julianehaab 36 Zoll Niederschlag im Jahr. Wenn man nun berechnet, dafs die Hälfte dieser 36 Zoll von Schnee herrührt, und dafs dieser im losen Zustand gegen zehnmal soviel Raum ausfüllt als in flüssiger Gestalt, so sieht man, dafs der im Laufe des Jahres fallende Schnee das ganze Land in eine gleichmäfsige Decke von 7—8 Ellen Tiefe einhüllen könnte. Dies gäbe ungefähr eine solche Decke, wie wir sie für diesen Ort gefunden (S. 144), die sich aber gegen andere Plätze abnorm zeigt.

In der Arktis ist die Niederschlagsmenge im allgemeinen gering.

Digitized by Google

Die übrigen Niederschläge.

Der Reif wird wie der Tau zunächst durch die Abnahme der Wärme in der untersten Bodenschicht hervorgerufen; bedeckt nun die Schneedecke den Boden, so ist sie als kalte ebene Fläche zur Ausstrahlung trefflich geeignet, und es findet daher die Reifbildung auf ihr einen aufserordentlich günstigen Boden[58a]. Ist die Ausstrahlung zur Nachtzeit des bedeckten Himmels wegen nur gering, so erfolgt dieser Niederschlag in Gestalt von Reif, Tau oder Rauhfrost selten oder nicht, wie man es 1882/83 auf Jan Mayen entschieden fand[21e]. Der Rauhfrost entsteht dadurch, dafs die Luft erwärmt wird und sich nun die Feuchtigkeit an den kälteren Gegenständen absetzt[35c]. Scoresby sagt, dafs der Rauhfrost sich scheinbar aus dem Wasser bis gegen 30 m hoch erhebe und wie gefrorener Dampf oder feiner Staub sich an die Taue, lange Fibern bildend, ansetze[38a]. Starken Tau sowohl bei heiterem als auch bei bedecktem Himmel bemerkte dagegen Middendorf im Taimyrland[1h]. Reif, Tau und Rauhfrost dienen zur Verstärkung und Veränderung der Schneedecke, bedingen also gemeinsam mit die Niederschlagsmenge. Reif verdichtet den Schnee und bereitet die Firnbildung vor[58b]. Im ganzen sind die Reifgestalten denen des Schnees sehr ähnlich[35d].

Infolge der Entstehung des Hagels, bei stürmischer Erregung der Atmosphäre und schneller Temperaturveränderung in den höheren Schichten[35e], ist er in den kalten Klimaten selten. Nach den von Mohn für Norwegen geführten Tabellen scheint im Sommer am wenigsten Hagel zu fallen. Die Gröfse der in der Arktis vorkommenden Hagelkörner ist meist klein; nur einmal ist von Kolaschnikow die ungewöhnliche Ausdehnung von einer Nufs am 11. August 1847 erwähnt[21f].

Der Nebel ist ein weiterer Faktor für die Menge des Niederschlags, besonders da in diesen nördlichen Regionen derselbe viel Feuchtigkeit enthält. Wir finden hier Wassernebel, deren Tropfen bedeutend unter dem Gefrierpunkt abgekühlt sind, ohne zu Eis verwandelt zu werden, was erst eintritt, wenn sie nach dem Niederfallen mit anderem Eis oder Schnee oder mit einem kantigen, harten Gegenstand in Berührung kommen[59a]. Eigentümlich ist den Polargegenden der durch die Ausdünstungen des Meeres entstehende dicke Nebel, welcher oft in Staubschnee oder Rauhfrost sich auflöst[35f]. Schneenebel bei allen tiefen Graden bis zu -56° C. und im Mai 1846 bei $+14^{\circ}$ C. sind in Jakutsk beobachtet worden[1a]. Auch von salzhaltigen Nebeln, die sich mitunter als Reif niederschlagen und den Boden an trockenen

Digitized by Google

Stellen mit einer fest aufsitzenden Eiskruste überziehen, giebt uns Bunge Kenntnis[44]. Wrangel klagt, dafs völlig heitere Tage zur Winterszeit im nordöstlichen Sibirien äufserst selten sind, dafs die vorwaltenden Seewinde Dunst und Nebel bringen. Scoresby und die meisten anderen Polarfahrer stellen den Nebel als die gröfste Plage besonders im Sommer hin. Koldewey[11e] hatte z. B. im Jahre 2603 Nebelstunden notiert. Die Eigenart dieser nordischen Nebel schildert uns Scoresby[32e]: „Dieses Übermafs von nebligem Wetter in den Sommermonaten ist eine Eigenheit der Polarmeere, die auf dem ozeanischen Charakter der Polarregion beruht. Der Nebel liegt häufig auf der Oberfläche des Wassers und verbreitet sich vielleicht nur auf eine Höhe von 150—200 F. (45—60 m), sodafs der Himmel im Zenith oft völlig klar ist, während die Gegenstände in der Nähe des Horizonts oder der Oberfläche des Wassers in einer Entfernung von 150 F. (45 m) nicht mehr zu sehen sind. Dieser Umstand hat mich auf den Gedanken gebracht, dafs die Ursache dieser niedrigen Nebel wahrscheinlich in dem Unterschiede zwischen der Temperatur der oberen und der unteren Schichten der Atmosphäre liege; näher der Erde nämlich ist alsdann die Kälte gröfser, als in weiterer Entfernung von derselben. Das Umgekehrte hiervon findet man in der That gemeiniglich ehe die nebelige Periode eintritt, indem alsdann die Temperatur des Mars, nach einem Mittel aus einer Menge von Beobachtungen, um 2—3 Grad niedriger ist als auf dem Verdeck des Schiffes. Jedoch scheint dies nur solange zu gelten, als das Thermometer unter dem Gefrierpunkt steht, denn die neblige Periode tritt gewöhnlich ein, sobald ein anhaltendes Tauwetter einfällt."

II.

SCHNEELAGERUNG.

SCHNEEDECKE.

In folgendem wollen wir zunächst den Beginn der sich lagernden Winterdecke in Daten fixieren. Oft aber bieten die Reisebeschreibungen der Polarforscher sehr wenig Anhalt für diese Aufgabe; wir müssen deshalb zuweilen mit Hilfe der Tabellen über Schnee- und Regenfälle diese Bestimmung in den verschiedenen arktischen Gegenden durch Schlüsse versuchen.

Digitized by Google

Der Anzahl der Schneefälle nach zu urteilen, scheint in Jakutsk und dessen Umgebung im September sich der Wintermantel noch nicht auszubreiten. Die Winterdecke bildet sich im September in Nish'ne Kolymsk[2c], ebenso am Olenék. Dagegen zeigt sich nach Wrangel dieser Termin in 66° n. Br. bis zum 22. August verschoben und in 68° 40′ n. Br. auf den Hügeln sogar bis zum 9. August[2f]. In der Umgebung der Vega war am 28. September 1878 noch alles schneefrei[59b]; es wird die Decke sich gegen Anfang Oktober bleibend gelagert haben, da in diesem Monat sehr viele Schneefälle eintraten und der letzte Regen am 8. Oktober erfolgte. Da der September im Janagebiet und auf den neusibirischen Inseln noch viel Regen aufzuweisen hat, scheint uns erst im Oktober eine bleibende Schneedecke möglich. In Turuchansk[10d] beginnt die winterliche nicht mehr verschwindende Schneeablagerung Ende Oktober und in Beresow[38d] Anfang November. Die russische Polarstation am Karameer wird nach den Niederschlagstabellen zu urteilen wohl vor Oktober keinen Wintermantel beobachtet haben. Im Oktober scheint nach den Schneetabellen die Schneedecke sich in Nowaja Semlja zu bilden.

Über Spitzbergen finden sich als Anfangszeiten der winterlichen Bedeckung Anfang September[50c] 1868, Ende September oder Anfang Oktober bei der Überwinterung der Russen[38e] und im September 1872 nach Nordenskiöld[10e].

Nach Erman beginnt der Winter am Weissen Meere Ende August[38f], dann wird auch die Schneedecke nicht lange auf sich warten lassen. Ein nach Anzahl der Tage reichlicher Schneefall tritt im arktischen Europa durchschnittlich erst im Oktober ein und mit ihm wahrscheinlich auch die Winterdecke. Besonders vermerkt fanden wir noch die Bildung des Winterschutzes auf den Bergen von Sorö am 27. September und Tromsö Mitte August[49b], dagegen auf den Ebenen von Sorö am 7. Oktober. In Süd-Island scheint der November infolge seiner zahlreichen Schneetage der Monat zu sein, welcher dem dauernden Schneegewand sich zu lagern ermöglicht. Vom Jahre 1875 wird sogar keine winterliche Schneebedeckung gemeldet[6aa]. Die Polarstation auf Jan Mayen giebt Anfang November als Termin an.

Auf der Bäreninsel zeigt der Oktober eine Zunahme an Schneetagen, und wohl daher könnte in diesem die dauernde Schneedecke sich niederlassen.

In Ost-Grönland begann die Winterdecke sich Anfang Oktober 1869 zu legen[11f], während Scoresby dies von Ende August 1822

Digitized by Google

berichtet[32f]. Die Polarstation Godthaab beobachtete im Oktober keinen Regen mehr, wohl aber 16 Schneetage; es wird sich also in diesem Monate die Schneedecke für den Winter gelegt haben. Etzel giebt für das nördliche dänische Grönland den 20. Oktober als Zeitpunkt an, von welchem ab durchschnittlich die Winterdecke zu stande kommt[14e]. An den Ufern der Melvillebai trug am 19. August 1857 alles schon einen winterlichen Anblick[33b], doch kann der Schnee später wieder verschwunden sein. Im äufsersten Norden in der Nähe von Polarisbai 1871, sowie 1872 von Polarishaus, mufs, aus der Überwinterung zu schliefsen, im Oktober die dauernde Schneebedeckung eingetreten sein, ebenso im Fort Conger während Greelys Aufenthalt. Dagegen ist dieser Termin 1875 und 1876 im Kennedykanal auf Ende August vorgeschoben[47c], Hall aber fand dieselbe Gegend am 20. Oktober 1872 noch schneelos[18e].

Im Cumberlandsund bildete sich die Winterdecke im Oktober[60a], ebenso wahrscheinlich in Kekerten, im Kingawa Fjord, im Fort Confidence und Fort Franklin[54b].

Belcher wird wohl 1852 in der Baffinsbai und 1853 im Northumberlandsund im September die winterliche Schneedecke zu beobachten Gelegenheit gehabt haben.

Im September 1822 fiel bleibender Schnee in Iglulik[27f], woselbst aber schon vor September eine bleibende Schneedecke vorhanden gewesen sein mufs[61c]. Auf Boothia Felix war bis zum 8. Oktober 1829 das Land in ein einförmiges Winterkleid gehüllt[44c]; 1830 begann sich ebenda die Winterdecke Ende September zu legen, 1831 Mitte September und 1832 Ende September[44d]. An demselben Orte aber 1838 schon am 1. September[55b]. In Repulse-Bai 1821 scheint Oktober der Monat gewesen zu sein, in dem der Wintermantel sich schützend über die Erde ausbreitete, da Ende September alles noch schneefrei war[27g]. Auf der Melville-Insel mufs Parry auch 1819 im Oktober völlig bedeckte Oberfläche gehabt haben. M'Clintock fand am 25. September 1858 das Land im winterlichen Gewande[33c]. Auf den Parry-Inseln schien 1852 nach Miertsching am 29. August der neugefallene Schnee liegen zu bleiben[62a], in der Nähe Mitte September 1853, weiter westwärts dagegen Anfang September[57b und 63a].

In der Behringsstrafse begann die winterliche Schneebedeckung Anfang Oktober 1848[38g]. Das nördlicher gelegene Land schien am 5. September 1881 unter dem Schnee begraben zu sein[63b], im Kotzebuesund begann Anfang Oktober 1827 die Winterdecke[64a].

An der Nordküste Alaskas bedeckten sich die höheren Teile des Landes Ende August mit bleibendem Schnee, während die niederen

Digitized by Google

noch frei waren[61a]; in 65° n. Br. dagegen schwindet der Schnee nicht mehr von Mitte Oktober ab[61b].

Beschaffenheit des Oberflächenschnees vor der Schneeschmelze.

Es ist nicht möglich, sagt Middendorf[10f], die feierliche Unheimlichkeit zu beschreiben, welche unter der Herrschaft jener fürchterlichen Kältegrade im Freien obwaltet; so etwas mufs man erlebt haben, um es zu verstehen. Das Quecksilber ist längst zum festen Metall erstarrt und läfst sich in Kugeln formen, schneiden und hämmern wie Blei; das Eisen wird spröde und Beile springen wie Glas; das Holz wird nach Mafsgabe der in ihm enthaltenen Feuchtigkeit härter als Eisen und widersteht der Axt, sodafs nur völlig trockenes Holz sich zum Fällen und Spalten hergiebt; die sonst hoch emporflackernde Flamme des Wachtfeuers umleckt nur den entzündeten Holzstofs, sich dicht an ihn anschmiegend. Weit vernehmbar knarrt jeder Schritt im spröde gewordenen Schnee; hell krachend platzen mit mächtigen Schüssen ringsum die Bäume des Urwaldes; ihnen antwortet gleich dem Kanonendonner ferner Batterieen ein dumpfes nachtönendes unterirdisches Knallen, das die Erde erschüttert. Dieses Knallen rührt vom Bersten der Eisdecke, sowie vom Bersten des gefrornen Bodens her.

Bei dieser grofsen Kälte der arktischen Region zeigt der Schnee nichts von der weichen daunigen Beschaffenheit, die man in niederen Breiten sieht, sondern jede Flocke, hart und einzeln wie ein Sandkorn, verbindet sich mit ihresgleichen nur durch kräftigen Druck[48b]. Die starke Kälte dringt unter die Oberfläche des Schnees ein und verdichtet dadurch denselben, sodafs er eine harte, krümliche und sandartige Konsistenz annimmt[58c]; ja, er wird sogar spröde und hart wie Metall[65a]. Kälte über 30° C. verwandelt die Glätte der verdunstenden Schneeoberfläche in die Rauheit einer mit scharfkantigen Krystallen, die aus Rauhfrost bestehen, besäeten Ebene[36d]. Ein Dampfen des Schnees bei — 50° C. schreibt Wrangel der furchtbaren Kälte zu, die ihn zusammenpreſst und ihm gestattet, eine verhältnismäfsig warme Temperatur zu haben[2g]. Lt. Lockwood zeigt, dafs durch schwere Schlitten die Kruste (siehe S. 136) in gröfserer Umgebung eingesunken und so auf ein niederes Niveau gekommen[19l], welche Erscheinung Ratzel aus der Verdichtung der Oberflächenschichten infolge der Kälte hervorgerufen deutet[58d]. Die niederen Temperaturen und heftigen Winde begünstigen einesteils wegen der Festigung der Kruste die Schlittenfahrt, andernteils aber hindern sie dieselbe, zu-

Digitized by Google

gleich mit der Reifbildung, da sie den Schnee zu einer harten sandartigen Masse verwandeln und so dem Schlitten, wegen der gröfseren Reibung, viel bedeutendere Hindernisse bereiten. Die Reisenden vergleichen die Fahrt über solch rauhen Schnee mit dem Transport der Schlitten über Sand. Die Eingebornen sind über diese verschiedenen Eigenschaften des Schnees völlig klar; z. B. haben die Eskimos für den harten Schnee den Namen „Kemukja", für den gewöhnlichen „Appud" [66a]. Man sucht soviel als möglich die Reibung zu überwinden, indem man mit dem Schmelzwasser des Schnees die Kufen abreibt und so mit Eis überzieht.

Vermöge der Trockenheit des Schnees ballt er sich nicht, bleibt auch nicht an hervorragenden Gegenständen haften; da er sehr leicht ist und viel Luft eingeschlossen hält, setzt er sich nur äufserst langsam und liegt oft so locker, dafs er wie feiner Dünenflugsand vom leisesten Windhauch emporgetrieben und fortgeführt wird [8u]. Dieser feine Schnee ist wie der Wüstensand beschwerlich, läfst sich leicht vom Winde zu Wehen anhäufen und dringt überall ein. Vom Hin- und Hertreiben verliert der krystallinische Schnee seine Spitzen und Zacken, er körnt sich und zerstäubt [1i]. Ein besonderes Phänomen zeigte sich im Cumberlandsund 1877/78, wo bei ein oder zwei Gelegenheiten die Flocken auch am Boden getrennt blieben und unter dem Fufstritt wie trockene Blätter knisterten [8v]. Der frischgefallene Schnee ist krystallinisch, fühlt sich weich an und hat einen leichten bläulichen Schein im Gegensatz zu dem älteren gekörnten Schnee von mattem Weifs [1i].

Schneelagerung und Umlagerung.

Es ist keineswegs gleichgiltig, ob der Schnee bei ruhiger oder stark bewegter Luft, bei hoher oder niederer Temperatur zu Boden gelangt. Nicht nur Menge und Beschaffenheit, Verteilung und Lagerung des Schnees, sondern auch eine ganze Reihe wichtiger hieraus resultierender Folgeerscheinungen hängen von Richtung, Stärke und Temperatur der Luftströme ab, die den Schneefall herbeiführen und begleiten. Schlägt der Schnee bei vollkommen ruhiger Luft sich nieder, so überzieht er den Boden und alle hervorragenden Gegenstände mit einer gleichmäfsig dichten Schicht und beginnt sich zugleich bei steigender Temperatur zu setzen. Je höher die Temperatur ist, bei welcher es schneit, desto feuchter ist der Schnee, desto gröfser und dichter sind infolgedessen auch die Flocken, in denen er niederfällt, je niedriger dagegen die Temperatur, desto trockener und feiner sind die Eiskrystalle, in denen er zu Boden gelangt [8u].

Digitized by Google

Wird dagegen der fallende Schnee bei heftigen Winden niedergeschlagen, so kann nur eine unzusammenhängende, ungleich dicke Lagerung die Folge sein.

Schon bald nachdem die Winterdecke verschwunden, verbergen teilweise Schneefälle auf kurze Zeit das Land unter einer allerdings schnell wieder sich verlierenden Decke. Der Macht der Sonne und des Regens vermag die Schneemasse nicht lange zu widerstehen; sie verschwindet ebenso schnell, als sie gekommen. Kurze Zeit nur kann die Sonne die Erdoberfläche mit ihren Strahlen beglücken und Blüten hervorzaubern, denn gar zu bald treten Fröste in immer kürzerer Aufeinanderfolge ein und machen das Land für das Liegenbleiben eines neuen Wintermantels fähig. Trifft nun ein reichlicher Schneefall auf den so gehärteten und erkälteten Boden, so verbleibt meist der Schnee auf ihm und wird durch neuerliche Ausladungen der Wolken vermehrt und überdeckt. Die Bildung der öden Winterdecke beginnt und setzt sich fort teilweise unterbrochen durch Regen, der sie nicht mehr zum Verschwinden bringen, sondern nur ihre Schichtung beeinflussen kann. Der Winteranfang mit seinen relativ reichlichen Schneeausladungen bringt sie zu einer gewissen Dicke; die Sonne zeigt ihre Macht durch Schmelzung der Oberflächenschicht.

Von ganz gewaltigem Einfluſs auf die Lagerung und Umlagerung des Schnees sind die in der Arktis, wie nirgends wohl, überaus heftigen, zahlreichen, Verderben bringenden Winde. Hervorgerufen durch die unerhört groſsen und raschen Temperaturwechsel, wie z. B. in den Binnenländern Sibiriens, oder an den nördlichen Grenzen des Golfstroms, müssen diese Stürme zu Orkanen werden, die mächtige Schneemassen vor sich hertreiben, die Luft mit Schnee verfinstern, es für jeden Menschen unmöglich machen, nur drei Schritt weit zu sehen. Tod und Verderben bringen sie dem Wanderer, da er jeder Orientierung unfähig ist. Der Schneestaub dringt unter die Kleider, ja unter die Wäsche, und nichts schützt gegen das quälende Gefühl der Kälte und Nässe[1k]. Jene grauenvollen Stürme sind in Sibirien unter dem Namen Buran oder Purga in den verschiedenen Gegenden bekannt und gefürchtet. Sie treten gleichzeitig mit dem Verschwinden der Sonne in den sogenannten schwarzen Monaten ein[37f].

Die fortwährenden Schneefälle würden nach und nach die Erde der Arktis mit einer ununterbrochenen weiſsen Fläche überziehen, wenn nicht diese so oft und so überaus heftigen Winde an offenen Stellen die Massen mit fortnähmen und an geeigneten Orten ablagerten. Alle Polarreisenden sprechen oft von im Winter und zu allen Zeiten entblöſsten Stellen, Berggipfeln, Abhängen und freiliegen-

Digitized by Google

den Plätzen, während dagegen besonders Schluchten Ablagerungsplätze der fortgetragenen Schneemassen sind.

Bei den in der Arktis stark wechselnden Temperaturen taut das eintretende wärmere Wetter die äufserste Oberflächenschicht, die jedoch bald wieder infolge der Kälte und der starken Wärmeausstrahlung fest zusammenfriert und so eine allmählich bis zu ganz bedeutender Stärke sich verdichtende Sinterkruste bildet.

Diese Beschaffenheit des Schnees im Frühling nennt man in Sibirien Nast oder auch Uboj. Die Dauer der Nast richtet sich nach der mehr oder weniger offenen Lage des Ortes, und jenachdem der Schnee daselbst dichter oder lockerer liegt. Überall findet er nicht jedes Jahr statt[2h]. Infolge wiederholten Tauens und Frierens gewinnt die Kruste natürlich an Stärke und Widerstandsfähigkeit, so dafs Schlitten bis 25 Pud Ladung keinen Eindruck hinterlassen[58d], dafs keine Klaue mehr fafst und die Pferde nicht mehr imstande sind, den Schnee aufzuscharren[2i]. Ja, wir finden sogar, dafs diese Kruste teilweise einer scharfen Säge Widerstand leistete[8g] und mit Beilen zerhauen werden mufste[37g].

Auf diese Schale fällt neuer Schnee, bleibt vielleicht auch zum Teil liegen; die eben geschilderten Erscheinungen treten von neuem ein, und wir erhalten eine zweite Kruste, ja noch mehr, wie sich aus folgenden Schilderungen ergiebt. In einem Falle fanden wir[18f] einen Teil einer Trift 7 Fufs dick an ihrem höchsten Punkte, die in drei gleiche Teile durch zwei Eislager von $^1/_2$ Zoll Dicke geteilt war. Und nach Beobachtungen der österreichischen Polarstation auf Jan Mayen: Die Schneedecke bestand aus mehreren Schichten, welch letztere durch das abwechselnde Herrschen südlicher oder nördlicher Luftströme entstanden waren. So oft sich nämlich während der Wintermonate erstere geltend machten, stieg die Temperatur über den Eispunkt, infolge dessen die Schneemassen an der Oberfläche zu tauen begannen. Sobald nun wieder nördliche Winde einsetzten, fror mit sinkender Temperatur die im Schmelzen begriffene Schneeoberfläche, auf welche neue Niederschläge zu liegen kamen. Dieser Prozefs wiederholte sich im Laufe des Winters mehrmals.

Nicht überall, besonders nicht an gegen Wind und Sonnenstrahlen geschützten Stellen, nicht in jedem Winter, wie z. B. Nordenskiöld[59a] bestätigt, zeigt sich diese Glasur der Schneedecke. Wird also diese Kruste nicht gebildet, so geschieht doch infolge der Verdunstung und Witterungsumschläge eine Veränderung des Schnees, und also eine Lagerung verschiedenartiger Massen übereinander. Oft gleitet grofse Strecken hindurch der Schlitten leicht auf der glatten Fläche

Digitized by Google

dahin, um dann wieder ebensolange höchst beschwerliche lose Schneemassen durchfurchen zu müssen. Diese Oberdecke bricht öfters infolge allzugrofser Belastung durch und sondert sich in tafelförmigen Krusten von der Unterlage ab.

Der von diesem Schmelzprodukt bedeckte Schnee besteht aus sandartigen lockeren Körnern von der ungefähren Grösse des feinen Schiefspulvers, die aber, je tiefer man geht bis zur etwaigen Gröfse des groben Schiefspulvers anwachsen, aber noch separiert sind[18f]. Die äufserst geringe Cohärenz zeigt deutlich die Schilderung Müllers, der auf einer Schneewehe stehend sein bestes Sonnenglas verlor, das durch die Kruste brach und erst nach stundenlangem Suchen wieder gefunden werden konnte, obgleich er genau die Stelle des Versinkens wufste[37h]. Diese Körner ordnen sich naturgemäfs, ganz wie bei einem Gemisch von verschieden starkem Pulver, senkrecht unter einander so an, dafs die gröfseren am tiefsten zu liegen kommen und Lufträume zwischen sich lassen. Unter diesem grobkörnigen Schnee befinden sich zuweilen auch grofse, für die Augen des Krystallographen prachtvolle Eiskrystalle[67a] bis zu 6 Linien lang, aus klarem Eis bestehend, eine nicht gefurchte Oberfläche und ganz scharfe Kanten zeigend[37i]. Nordenskiöld[59c] untersuchte auf Spitzbergen ein Schneelager und fand, nachdem er den frisch gefallenen Schnee durchdrungen, ein 8 mm dickes Lager zu einer körnigen Masse zusammengefügten Schnees, untermischt mit fremden metallischen schwarzen Körpern, und zuletzt stiefs er auf hartgewordenen körnigen Schnee.

Tritt nun eine wärmere Temperatur längere Zeit hindurch ein, dafs das Schmelzwasser in die Tiefe dringen kann, so befördert dieses die Firnbildung; der Schnee durchzieht sich mit kleinen Eiskanälchen und zeigt in nahegelegenen Schichten ganz verschiedene Dichtigkeiten. Vermöge seines eigenen Druckes aber fährt der Schnee fort, mechanisch den gröfsten Teil der eingeschlossenen Luft auszutreiben, und die Firnkörner nehmen allmählich die Struktur und Durchsichtigkeit des Eises an[68a].

Ein fernerer bedeutender Faktor der Schneelagerung durch Verwandlung in Firn ist in der äufserst starken Verdunstung zu suchen, die gerade in der Arktis besonders merkwürdig zehrend auftritt[69a].

Oberhalb der Schneegrenze auf Grönlands Inlandseis besteht nach Nordenskiöld die Oberfläche aus festgepacktem blendend weifsem Schnee, der durch die darüber hinwegfegenden, vom Sturme getriebenen Ströme feinen Schneestaubes geglättet und poliert erscheint, so dafs man über einen unsichtbaren, fahlen und fleckenfreien Boden von weifsem Marmor, oder besser über eine weifse Sammetmasse zu gehen

Digitized by Google

scheint. Die meisten Schilderungen der Schneeoberfläche stimmen jedoch mit dieser nicht überein, sondern sprechen ausdrücklich von dem seltenen Anblick einer wirklich weifsen Schneefläche. Letzteres ist auch infolge der Verwandlung des Schnees in Firn wohl das Allgemeine und Wahrscheinliche.

Wir sehen also, dafs die Schneelagerung vor allem durch Wind, Temperatur, Luft, Regen, und wenn auch gering, durch Reif, Tau und Rauhfrost beeinflufst wird, dafs die Umlagerung dagegen Hauptwerk des Windes ist.

Oberflächenformen.

Die Schneedecke der Arktis liegt infolge der starken Winde höchst unregelmäfsig. Wohl dürfen die Flächen der Tundren mit unabsehbaren Schneemeeren verglichen werden, da das Auge haltlos über sie hinstreift, da die schroffen Ungleichheiten der Erde vom Schnee ausgeglichen sind und das blendende Sonnenlicht den Boden noch ebener erscheinen läfst, als er ist; allein die Wellen dieser Meere sind ganz anders gestaltet, als wie das flüssige Element sie wirft. Nur die Umrisse der auf ihrer Leeseite sich mit Gischt und Schaum überstürzenden Wogen dürften vielleicht zu Hilfe gerufen werden, um die Form der Schneewellen zu versinnlichen[1k]. Die Ebenen sind mit grofsen und kleinen Schneehügeln (Hummocks) bedeckt, die infolge des Tauens und Wiedergefrierens fest und scharfkantig geworden, dann sich wieder abgerundet haben. Alle dem sehr heftigen Winde widerstehenden Gegenstände dienen als Schneefänge. Daher haben wir vor kleinen Hindernissen auf der Windseite kurze Wehen, die sich in lang ausgedehntem Bogen darüber hinwegerstrecken. Die gröfseren Windfänge, Berge und Wände, halten den Schnee mit sich führenden Sturm auf, zwingen ihn, sich seiner Last zu entledigen, so dafs sich an deren Fufs ungeheure Schneewehen bilden. Der Schnee kann aber wegen des sich fangenden und wirbelnden Windes in nächster Nähe des Hindernisses nicht liegen bleiben; es entstehen zwischen der Wehe und dem Gegenstand tiefe Klüfte, so dafs die dem Hindernis zugewandte Seite der Wehe oft senkrecht sich erhebt[48c]. Die Höhen dieser Schneeablagerungen sind je nach der Erstreckung der Wand ganz enorme.

Zwischen den Torossen (Erhebungen aus Eis) häufen sich die Schneemassen und füllen die Zwischenräume geradeso aus als die Thäler und Schluchten des Landes, über welche eben oft nur trügerische Brücken sich schlagen, durch die der Mensch leicht in Gefahr gebracht wird.

Digitized by Google

Ganz besonders eigenartige, interessante Oberflächenformen führt Middendorf an[1b]: Ist die Schneedecke mit der geringsten Sinterkruste bedeckt gewesen, so findet der Treibschnee, zumal wenn er krystallinisch ist und deshalb leicht anhackt an den Spurstellen (Stellen in der Eiskruste, welche infolge Einbrechens eines Tieres entstanden), selbst dann noch initten auf der glatten Ebene festen Halt, wenn die Spurlöcher schon bis an den Rand vollgefüllt sind. Dauert hierauf das Schneetreiben weiter fort, so erhebt sich aus der schon gefüllten Spurstelle eine Schicht Treibschnee über die allgemeine Decke; auf diesen Schnee lagert sich eine zweite Schneeschicht und so fort, bis man an den Spurstellen Schneesäulchen über 1/4 Fuſs Höhe emporragen sieht, als wären die Beine des Tieres im Schnee stecken geblieben. Diese Spursäulchen überkrusten oft im Scheine der Frühjahrssonne. Im Grunde genommen dieselbe Erscheinung, nur freilich im groſsen, zeigt sich den gröſsten Teil des unteren Jenissei entlang, wo dieser Fluſs durch seine Breite den Winden freien Spielraum gewährt. Man sieht dort häufig den Winterweg, mitten auf der Eisdecke des Flusses, gleichsam den Kamm eines erhöhten Walles entlang führen. Dieser Wall, bald höher, bald niedriger, ist steil geböscht und ebenso schmal, daſs sein Kamm an Breite den Abstand beider Sohlen der dort gebräuchlichen Schlitten von einander kaum übertrifft; er erinnert also nicht wenig an die Gestalt der Dämme, welche unsere Eisenbahnen über tiefer gelegene Ebenen fortführen. Solche Dammwege bilden sich im Norden auch nur dadurch, daſs der über die Fläche getriebene Schnee in den Schlittengleisen und Trittspuren der Tiere Halt faſst, dann zusammengefahren, darauf durch die Winde von neuem mit Schnee übertragen wird, und so fort, bis er sich hoch über die umgebende, sich allmählich sackende Fläche erhoben hat.

Ganz besonders charakteristisch für die Arktis sind die sich weit erstreckenden, Sastrugi genannten, von den fast immer aus ein und derselben Richtung wehenden Winden verursachten Schneewellen, welche sich infolge des Lockerschnees mit auf der Unterwindseite befindlichem Absturz von 1, 2, ja sogar 3 Fuſs Höhe leicht bilden. Diese Unebenheiten sind von zackigen und abgestuften Wellenlinien begrenzt, welche in gröſster Unregelmäſsigkeit dahinlaufen, eine zusammenhangslose Reihe sehr unsanft rüttelnder Treppenstufen bilden, und deren Richtung quer auf derjenigen des Windes steht, welcher sie hervorrief. Als Erzeugnis der Luftströmungen bezeichnen diese Sastrugi die Richtung des herrschenden Windes so deutlich, daſs nicht nur jeder Eingeborene diese Schrift zu lesen versteht, auch der Europäer entziffert sie bald ohne Mühe. Die später folgenden Winde benagen als-

Digitized by Google

bald die Höhen, Ecken und Kanten der vorhandenen Schneewellen, denen sie in die Flanke fallen; fegend decken sie mit dem Abhube, den sie wegzuschaben vermocht, die Vertiefungen zwischen den benagten und dadurch schon halb verwischten früheren Schneewellen zu. Die Schneedecke wird ebener. Scharrt man sie auf, so lassen sich die verschiedenen Schichtlagerungen, ja sogar die Richtungen, in denen der Schnee angeweht wurde, also auch die herrschenden Windrichtungen erkennen; ein wichtiges Orientierungsmittel der Eingeborenen auf ihren Reisen[11i].

Die von Forschern in Sibirien mit dem Namen Sastrugi belegten Schneewellen stehen in diesem Lande senkrecht zur Windrichtung, während verschiedene Polarreisende in anderen Ländern der Arktis von eben solchen Sastrugi sprechen, aber unter der ausdrücklichen Angabe, dafs diese Schneewellen sich parallel der Windrichtung zeigten, so z. B. Nares[39c], Koldewey[11e] u. a. m.

Betrachten wir diese zwei ganz entgegengesetzten Schilderungen: Denken wir uns die weiten, mit etlichen kleinen Unebenheiten besetzten Tundren Sibiriens von einer gleichmäfsigen Schneeschicht bedeckt, auf welche ununterbrochen aus derselben Richtung der Wind seine Kraft ausübt, so wird gleichsam jedes einzelne Schneepartikelchen von einem Kraftteile des Windes erfafst, und da alle Kräfte einander parallel sind, auch nebst allen anderen Schneeteilchen parallel vorwärts getrieben und angehäuft. An hervorstehenden Hindernissen werden sich etliche derselben anhäufen und andere die dazwischen entstandenen leeren Räume nach und nach ausfüllen, so dafs sich diese Sastrugi, wie die Dünen des Sandes entstehend, senkrecht zur Windrichtung anordnen.

In den anderen arktischen Gegenden haben wir bei weitem nicht solch unermefsliche Ebenen als in Sibirien; die Landstrecken sind von kleineren und gröfseren Erhebungen durchzogen; die Winde werden also oft durch seitliche Hindernisse zum Teil aufgehalten und geschwächt; es können demnach nur die in der Mitte befindlichen Windkomponenten mit ihrer ganzen Kraft und dann allerdings nur als Keil, also aushöhlend wirken, so dafs die Sastrugi sich parallel dem Wind erstrecken, wie wir es ja ähnlich in Thalrinnen auch in unserer Breite zu beobachten Gelegenheit haben.

Einfluſs des Meersalzes auf die Schneedecke.

Überall, wo das Eis auf dem Meere nicht mit einer dicken Schneeschicht bedeckt ist, zeigt sich der sogenannte Rassol, das beim Gefrieren des Meeres auf der Oberfläche des Eises sich bildende Meer-

Digitized by Google

salz. Wrangel[21k] fand auf dünnem Eise, besonders in der Nähe grofser Polynji (offene Stellen) eine solche Menge, dafs es bis auf 5 Zoll in die obere Schneeschicht eingedrungen war. Nur ein geringer Teil des im Meerwasser enthaltenen Salzes geht in das Eis über, der gröfste Teil wird im Augenblick des Gefrierens ausgeschieden. Durch die Winde wird natürlich auch ein Teil dieses Salzes dem Landschnee mitgeteilt. Dies Gemenge von Schnee und Salz, eine Kältemischung, wird bei der Vereinigung beider Bestandteile flüssig, und infolge der dazu erforderlichen Wärme sinkt die Temperatur der Umgebung, wenn keine Wärme von aufsen zugeführt wird. Bei Herbeileitung der Wärme von aufsen entsteht ebenso eine Salzlake; auf beide Weise wird demnach die Schneedecke resp. das Eis zerstört, sowohl von unten her, wenn die Salzschicht mit frischem Schnee überzogen ist, als auch von oben, falls das Salz an der Oberfläche liegt.

Farbiger Schnee.

Die Oberfläche der Schneedecke enthält oft fremdartige Substanzen, deren Einfluſs auf die Schmelzung später (s. S. 151) geschildert ist. Schnee von rötlicher und bräunlicher Farbe wird nicht selten angetroffen. Der bräunliche Anstrich, wenn er sich an der Küste findet, rührt meist von einem erdigen Stoffe her, welcher durch das Wasser, entweder bei eintretendem Tauwetter, oder beim Regen, von den Bergen herabgeschwemmt wird. Die rötliche Farbe wird ihm nach Scoresby durch den Kot der blaufüſsigen Möve (alca alle) erteilt, die sich in manchen Gegenden des nördlichen Eismeeres in unermeſslicher Anzahl findet. Martens bemerkte in Spitzbergen roten Schnee, von dem er glaubte, dafs er durch das von den Felsen herabfliefsende Regenwasser gefärbt worden wäre[32g]. John Rofs sah auf seiner ersten Reise in der Baffinsbai (76° 25' n. Br., 68° w. L.) karmesinroten Schnee. Die färbende Substanz schien aus kleinen runden Samenkörnern zu bestehen, die nach der allgemeinen Ansicht ein vegetabilisches Produkt waren. Spätere Untersuchungen des Dr. Wollaston machten dies wahrscheinlich[70a]. In der Beschreibung seiner zweiten Reise geht Rofs weiter und führt aus, dafs jene Samenkörnchen Schneepilze seien, die auf dem Schnee wüchsen wie Moose und Pilze auf Steinen, der Schimmel auf Fleisch und der grüne Pilz auf stehenden Gewässern. Dr. Sutherland beschreibt einen Fund dieses Farbstoffes in den Gewässern desselben amerikanisch-arktischen Archipels unter 74½° n. Br. auf der Cornwallis-Insel. Aber er fand sich nicht auf Schnee, sondern auf dem Grunde einer kleinen Pfütze, die Geröllsteine über-

Digitized by Google

ziehend, sowie auch diejenigen Steine, welche am Rande der Pfütze aus dem Wasser hervorgetaucht waren. Im Wasser zeigt er sich schön karminrot, aufserhalb desselben etwas dunkler, wie vertrocknete Blutflecken, nur körniger[1m]. Ebenso sah man roten Schnee aus der Luft fallen wie roten Regen und Hagel[44e]. Parry fand roten Schnee unter 82° n. Br.; der Grund wurde nicht erkannt. Auch im Gebiete des arktischen Rufsland ist an zwei verschiedenen Orten roter Schnee gefunden[1m], der sich aber im Gegensatz zu allen übrigen Beobachtungen auf vergänglichen Schneebetten fand. Middendorf bekannte sich mit Tilling zu der Meinung, der Schnee scheine mit einer schmutzig roten Flüssigkeit getränkt zu sein. Die Färbung ging nicht tiefer als ein Paar Zoll, bei Schrenk kaum einen Messerrücken breit, bei Parry einige Zoll, bei Rofs hingegen 10—12 Fufs, welcher Angabe die Versicherung eines seiner Begleiter entgegensteht, dafs die Tiefe nur 1—2 Zoll gewesen.

Die Neueren schreiben die rote Färbung des Schnees einer Alge (Protococcus nivalis)[71b] zu; und ähnlichen Algen sind auch andere Färbungen des Schnees in der Arktis (Martins und Bravais fanden ein grünes Schneefeld auf Spitzbergen; Scoresby traf pomeranzengelben Schnee an Grönlands Küste[1m]) zuzuschreiben.

Aber nicht nur am Strande finden sich erdige Beimengungen im Schnee, auch auf dem Binneneis Grönlands zeigt sich diese Erscheinung nach Nordenskiöld, welcher er den Namen „Kryokonit" beilegt und teils terrestrischen teils kosmischen Ursprung zuschreibt. Dagegen hat v. Lasaulx[72a] den Nachweis geführt, dafs jener atmosphärische Staub lediglich terrestrischer Detritus ist. Infolge der überaus heftigen Winde finden sich nicht nur mikroskopisch kleine erdige Bestandteile auf dem Schnee, sondern auch Steinchen bis zu 5 cm Durchmesser[8w].

Schneetiefe.

Lange bestand die irrige Meinung, dafs die Arktis von ungeheuren Schneemassen überflutet sei, doch lehren uns alle Reiseberichte das Gegenteil. Mit ganz geringen Ausnahmen, hervorgerufen durch örtliche Umstände, bedeckt im allgemeinen eine dünne Schneeschicht den arktischen Boden, deren Tiefe durch die aufserordentlich heftigen Winde, die den losen Schnee leicht fortzubewegen imstande sind, vermindert wird. Von ganz kahlen Stellen bis zu mächtigen Lagern aufgespeicherten Schnees dringt der Reisende auf seinen Forschungen. Payer klagt, dafs über Land Schlittenreisen selbst im Winter absolut unausführbar sind[8x]. Greely fand ebenen felsigen und kiesigen Boden

Digitized by Google

bei Cap Summer nur spärlich mit Schnee bedeckt[48d]. Nares hatte nicht genug Schnee, um das Schiff mit einer Schneehülle zu umgeben[18g]. Die Wirkung der wie Kehrbesen fegenden Winde sah Middendorf in 69½° n. Br. in den völlig entblößten Höhen, ja sogar in dem blanken Eis eines Kessels am 4. April[1n]. Gegenden wie der Cumberland-Sund, in dem wegen seiner hohen Ränder die Winde wenig Einlaß finden, sind alljährlich mit tiefem Schnee bedeckt[8g] In Ostgrönland ist nach Payer die Schneetiefe der nach Norden geöffneten oberen Firnmulden, infolge der aus Norden kommenden winterlichen Schneestürme, welche die mitgeführten Massen an den hohen Eisstirnen der Kämme fallen lassen, enorm und geradezu unüberwindbar, und der Bergstock findet oft keinen Grund[8y]. Von den freigelegenen, dem heftigen Winde preisgegebenen Ländern muß naturgemäß der Schnee wegtransportiert und an Hindernissen aufgespeichert werden. So sehen wir auch im Gegensatz zu unseren Wäldern die der Arktis schneereicher als das freie Land. Außer dem auf den Wald direkt fallenden Schnee sammelt sich der hingetriebene an und kann nicht wieder weggefegt werden.

Von manchem Polarforscher sind Angaben über die zu gewisser Zeit gemessenen Schneetiefen gemacht worden, doch scheinen uns diese Zahlen, wegen der so plötzlich durch den Wind hervorgerufenen Veränderungen nur geringen allgemeinen Wert zu besitzen. Man kann aus ihnen nur angenähert sehen, ob die Schneemenge gerade an diesen Stellen groß oder klein gewesen. Einen Schluß auf die Schneetiefe in der ganzen Umgebung hieraus zu ziehen, ist wegen der fast regelmäßig zerrissenen Schneedecke kaum möglich.

In folgendem wollen wir eine Reihe der gefundenen Daten vorführen, aus denen wir wohl mit Gewißheit auf eine im allgemeinen geringe Schneemasse in der Arktis schließen können.

Ort.	Zeit der Messung.	Schneetiefe.
Auf den Flächen der Tundren[1o]	Ende des Winters	höchstens 15 cm
- der Tunguska[37i]	im allgemeinen	30—60 cm
- - Vierpfeilerinsel[21]	Ende März	30 cm
- den neusibirischen Inseln[4f]	22. Juli	12 cm
- - - -	19. Aug.	1,2 cm
- - - -	6. Sept.	5 cm
An der Jenisseimündung[59d]	11. Mai	6 m
Nowaja Semlja auf ebenen Flächen[8z]	Winter	bis zu 1½ m
- - (Pachtusow) -	[1p] -	1,2—1,6 m
- - - - -	[73a] im allg.	1⅔ m

- - [7b] nach einer Zusammenstellung der Beobachtungen Lüt-

Digitized by Google

Ort.	Zeit der Messung.	Scheedecke.
kes, Pachtusows, Bärs, Ziwolkas und Moisejeffs giebt es im Winter bis zu		15 m
	an ebenen Stellen selten	$2^1/_4$ m
Franz-Josephs-Land [81] im Mittel	Winter	1 m
65^0—69^0 n. Br. in Skandinavien [4g]	14. Juni	fast 1 m
Ost-Grönland [36e]	Anfang März	$^1/_2$ m
- - auf Eis [36f]	Winter	Mittel fast 1 m
- - - dem Lande [36f]	-	tiefer
- - - dem Inlandeis [8y]	Sommer	$^1/_8$ m Firnhöhe
Meer zwischen Ost-Grönland und Spitzbergen [43d], nördlich Spitzbergen	Anfang Juli	125 mm, darunter ebensoviel Wasser
Julianehaab zwischen den Häusern [15b]	Anf. Mai	$2^1/_2$ m — $6^1/_2$ m
Port Foulke [40c]	13. Jan.	1,4 m
Rensselaer Hafen [69b]	durchschnittlich	10 cm
Kennedy-Kanal [48e]	Ende April	31,4 cm
- - [18h]	April	gegen 1 m
Im äufsersten Norden [39d]	Winter	(sonst geringer, weil diesmal sehr ruhig) 60 cm
- - - [39e]	Frühling	75—90 cm
Parry fand auf seinen Reisen [26c]:	Jan.	2,5—5 cm
Auf nieder. Land (auf Hügeln wen.) [26d]	Ende Apr.	10—12,5 cm
- 22 versch. Plätzen gemessen [27h]	1. März	13 cm
- Meville-Insel Eis [27i]	7. Mai	20 cm
- - - Eis [62b]	13. Nov.	45 cm
- - - [10b]	Anfang Januar	$2^1/_2$—5 cm
- - -	20. Apr.	13 cm
Fort Franklin [61d]	März (das Maximum)	90 cm
Port Bowen [74a]	5. April	7,5 cm
- -	1. Mai	11,5 cm
- -	Ende Winter	$11^1/_2$ cm
- - [10b]	Mittel	7,5—12 cm

Port Kennedy [88h] (M'Clintock):

16. Okt.	6. Nov.	4. Dez.	1. Jan.	1. Febr.	10. März
1,6 cm	8,6 cm	11,5 cm	13,5 cm	15 cm	7,2 cm
	2. April	7. Mai	11. Juni	1. Juli	
	16 cm	17 cm	11 cm	0	

Am Yukon-Fluſs [75a]	März	1,8—2,5 m
Küste Amerikas [55c]	Anfang Februar	90 cm

Digitized by Google

SCHNEESCHMELZE.

Der den gröfsten Teil des Jahres auf dem arktischen Boden lagernde Schnee verschwindet im allgemeinen in den Sommermonaten, nur geschützte und hochgelegene Stellen bleiben bedeckt. Die Sonne vermag nur kurze Zeit die Schmelzarbeit zu verrichten, welche sie allein gewifs nicht völlig leisten könnte, wenn nicht andere Kräfte ihr behilflich wären.

Zunächst folgt eine Tabelle der uns bekannt gewordenen Anfangstermine des Schmelzens und anderer darauf bezüglicher Daten. Leider haben auch hierauf die Nordfahrer zu wenig Wert gelegt; nicht immer war es uns möglich, den Beginn der Schneeschmelze zu bestimmen, wir mufsten uns mit anderen Angaben begnügen, aus denen vielleicht durch einen Schlufs vorerwähntes Datum festzustellen bzw. zu vermuten ist.

Unfern der Mündung der Kolyma[2m], 69° n. Br., 161° ö. L. lag der Schnee nur noch in den Thälern am 4. Juli. In dem Winterhafen der Vega[59e] wurde das Eis schneefrei am Anfang Juli, das Schmelzen und Verdunsten begann am 13. Juni, Ende Juni war das Land beinahe schneefrei. Die Niederungen auf der Vierpfeiler-Insel[2n] waren schneefrei am 29. März. Auf den neusibirischen Inseln[38i], begann die Schneeschmelze im Juni, in Turuchansk Anfang Juni. Am Olenék*) fand Ferd. Müller noch eine mächtige Schneedecke in der zweiten Hälfte des Mai.

Im Norden des Taimyrlandes[1q] war im Gebirge der Schnee bis zum Juli verschwunden. In 76° n. Br., 94° ö. L. war das Land[59f] aufser am Ufer schneefrei den 13. August. Im Norden Asiens verschwand der Schnee von den Schollen Mitte Juni[76a]. An der Mündung des Jenissei[10g] begann die Schneeschmelze Ende Juni. Beresow[38d] war schneefrei Ende Juli.

Für Nowaja Semlja liegen folgende Angaben vor: Mitte und Ende April fängt der Schnee an weich zu werden, Ende Mai ist in offenen Niederungen jede Spur verschwunden[8aa]. Ende Juni weicht der Schnee von den Ebenen[8bb]. Ende Mai ist der Schnee von den ebenen Niederungen verschwunden[78a]. Das Gänseland[59g] war zum grofsen Teil schneefrei Ende Juni und Anfang Juli.

---

* Gütige Mitteilung des Herrn Prof. Dr. Ratzel.

Digitized by Google

In Spitzbergen wurden die Seiten der hohen Berge und gröfstenteils das Küstenland schneefrei Ende Mai und Anfang Juni[8cc]. Schwedisch-Lappland wird schneefrei Ende April oder Anfang Mai[59h]. Im Kaa Fjord in Finnmarken, 69° 57′ n. Br., ist der letzte Schnee geschmolzen Mitte und Ende Juni[77a]. In Reykiavik beginnt nach 10jährigen Beobachtungen die Schneeschmelze Ende April[38k]. Auf Jan Mayen und der Bäreninsel ist der Schnee Anfang Juni verschwunden[38k]. Auf dem Meere zwischen Ostgrönland und Spitzbergen, 78° n. Br., begann die Schneeoberfläche Anfang Mai zu tauen[36g].

In Ostgrönland war der Beginn Mitte Mai[36g]. Bei der Anwesenheit der zweiten deutschen Expedition schmolz in Ostgrönland zum erstenmal der Schnee an den Felsen am 10. April, die eigentliche Schneeschmelze begann aber erst Ende Mai[8dd], im Juni war das Land schneefrei. In derselben Gegend schmolz der Schnee auf den Küstengletschern Anfang Juli weg[67b]. Aus Julianehaab ward uns Tauwetter am 10. Mai 1854 gemeldet[14f]. Im dänischen Nordgrönland begann am 2. Mai 1849 der Schnee kenntlich zusammenzusinken, unter demselben zeigte sich das erste rinnende Wasser[14g]. Nach Rink beginnt hier die Schneeschmelze im Mai[8ee], nach Etzel fängt im allgemeinen in dieser Gegend die Schneedecke in den letzten Tagen des April an aufzutauen[14e]. Über den äufsersten Norden haben wir mehrere Notizen: Kane beobachtete schon Schmelzung Mitte Februar, am 7. März fing wirkliches Tauen an[25e]. Greely sah zum erstenmal die Oberfläche von der Sonnenhitze glasiert am 28. März 1882, Ende Juni war der Schnee im allgemeinen verschwunden. Im Innern des Grinnell-Landes traf er Schnee bis 4 Fufs tief, darunter war jedoch $^1/_2$—1 Fufs Wasser im Juni. Die Bache-Insel, 79° n. Br., war schneefrei Ende Juli[48f]. Nares hatte Ende Mai und Anfang Juni die Schneeschmelze[18i]. Hayes beobachtete den Beginn derselben Anfang Juni[71b]. Kane hatte am 20. Mai schon wässerig gewordenen Schnee[69c]. Im Hafen der Lady-Franklin-Bai-Expedition begann die Schneeschmelze Anfang Juni, am 18. Juni war schon aller Schnee auf dem Eise verschwunden[21g].

Im Cumberland-Sund beginnt die Schneeschmelze im Juni. In Fort Reliance taute der Schnee am 11. April 1834[20a], am 31. Mai zeigte sich das Land schneefrei[41c]. In Fort Franklin tritt in einigen Wintern kein Tauwetter ein, in anderen kann es einige Tage tauen[61e]. Das erste Zeichen der Schneeschmelze kam daselbst den 20. April 1849, den 27. April wurde sie allgemein, am 10. März zeigten sich kleine Ströme. Nach John Rofs begann die Schneeschmelze Mitte Juni 1829, im März 1830 lief das Wasser schon in Strömen, doch

Digitized by Google

berichtet er, dafs das Land erst am 12. Juli völlig schneefrei gewesen. 1831 begann die Schneeschmelze am 9. Juni, 1832 war das erste Symptom am 4. Juni, den 18. Juni stand das Wasser schon auf der Schneedecke, 1833 verschwand der Schnee vom 16.—21. Juni langsam, 1834 wurden die Bergseiten den 7. Juni schneefrei. Rofs giebt an, dafs die Schneeschmelze im allgemeinen erst in den Monaten Juli und August stattfinde. In der Nähe von Boothia Felix war am 16. April 1826 vollkommenes Tauwetter, in der zweiten Hälfte des Mai wusch der Regen den Schnee weg[44]. Im Northumberland-Sund schmolz der Schnee an der Oberfläche am 1. April 1853[30e]. Auf den Parry-Inseln fing der Schnee am 7. Mai 1853 an weich zu werden, am 16. Juni trat richtige Schneeschmelze ein[8ff].

Ende Juni lag auf der Melville-Insel der Schnee nur noch in den Thälern[61c]. In Port Bowen begann die Schneeschmelze Ende April[29b]. In der Walker-Bai schmolz zum erstenmal der Schnee am 1. März an der Schiffsseite, am 13. Juni aber rannte das Wasser von den Schneetriften[56b]. In der Walker-, Camden-, Cambridge-Bai tritt im allgemeinen die Schneeschmelze im Juni ein[56c]. Parry beobachtete 1820 den Anfang Mitte Juni[26d], 1822 begann am 18. April der Schnee langsam zu verschwinden, vom 3. Mai an löste er sich so schnell auf, wie das Wasser in Dampf[27k], 1825 war der Schnee Ende Juni verschwunden[74b]. M'Clintock bemerkte den Anfang des Sommertauens in der ersten Hälfte des Juni[33d]. Miertsching[62c] sah am 31. Mai 1851 beinahe schon ganz schneefreies Land, ebenso Anfang Juli 1852, und für Ende Juni des folgenden Jahres bemerkte er Tauwetter.

In 68° 28′ n. Br., 175° 10′ w. L. zeigte sich die Schmelze rapid am 31. Mai 1881[23d].

In der Behringsstrafse war Ende Juni 1849 das Land völlig schneefrei, ebenso 1853[38g], 1851 begann die Schneeschmelze Anfang April, den 20. Mai war die Westseite schneefrei, die Ostseite noch nicht[63c].

Auf der Behringsinsel waren am 10. Juli 1826 die niederen Teile vom Schnee entblöfst, die Kämme der Berge nicht[64b].

Am Yukon beginnt die Schneeschmelze in der zweiten Märzhälfte[75a]. St. Michaels war den 19. Juni schneefrei[23e].

Nicht immer aber verschwindet die Winterdecke regelmäfsig und läfst den Erdboden frei, so fanden wir z. B. Hammerfest am 5. Juni 1867 im tiefsten Winter[66b], in Nunarsuit[15d] lag am 1. Juli 1854 noch soviel Schnee, dafs Eis und Küste nicht zu unterscheiden war; der Hayes-Sund zeigte sich den 4. August noch teilweise mit Schnee

Digitized by Google

bedeckt. Dagegen fanden wir auch ganz frühe Daten, z. B. war am 2. Mai der Schnee schon von der Küste Asiens verschwunden[2p].

Ursachen der Schneeschmelze.

Bei Besprechung der Schneelagerung (S. 134) haben wir schon teilweise die Faktoren kennen gelernt, welche ein Schmelzen des Schnees vermögen und ihn in eine Glasurkruste verwandeln.

Nahen wir uns nun dem Sommer, so erhalten jene Ursachen erhöhte Bedeutung und Kraft. Die Wärme der Sonne hängt teils von der Richtung der Strahlen, teils aber auch davon ab, in welchem Verhältnis sich dieselben über eine gegebene Grundfläche verteilen. Je ebener die Oberfläche sich gestaltet, desto mehr Wärme wird jedem einzelnen Punkte zu teil, je mehr sie gewölbt oder unregelmäfsig zu schiefen Ebenen zerrissen ist, desto mehr verteilt sich dasselbe Mafs von Sonnenstrahlen über einen grofsen Raum, und desto geringer wird also die Gesamtwirkung. Was die der Sonne zugewandten Abhänge gewinnen, verlieren die beschatteten (die letzteren sind in der Arktis infolge der schräg einfallenden Strahlen bedeutend gröfser als in südlicheren Gegenden), und im ganzen ist auf einer gegebenen Grundfläche die Erwärmung des Schnees im Gebirge geringer als in einer Ebene. Dieselbe Sonnenwärme kann nicht überall dieselbe Menge Schnee in Wasser verwandeln. Dazu kommen die langen Tage der arktischen Zone, die den Nachteil aufwiegen, der aus der schieferen Richtung der Sonnenstrahlen entspringt[78a]. Die Stärke der Sonne ist aber in der kurzen Zeit ihres Erscheinens um so mächtiger. Temperaturangaben an besonnten und beschatteten Stellen differieren ungeheuer, z. B. $+32^{\circ}$ C. und -12° C.[61e]. Dafs die Wirkung der Sonne auf die Schneedecke so bedeutend sein kann, beruht offenbar mit darauf, dafs ein Teil der Wärme direkt zum Schmelzen des Schnees verwandt wird. Der geringe Gehalt der Luft an Wasserdampf, Kohlensäure und Staub verringert aufserdem ihr Vermögen, die Sonnenwärme zu absorbieren, vermehrt aber statt dessen den Anteil, welcher noch vorhanden ist, wenn die Sonnenstrahlen in die Schneedecke eindringen und dort zwar nicht zur Erhöhung der Temperatur, wohl aber zur Verwandlung des Schnees in Wasser beitragen[59h]. Unablässig durch Tag und Nacht scheinend, weitet die Sonne mit reifsender Schnelligkeit alle einzeln hervorschauende dunkle Erdblöfsen zu immer gröfseren und gröfseren Inseln inmitten der Schneefläche aus. Nach Woeikof befördert aber die Sonne erst dann das Tauen des Schnees, wenn es aus anderen Gründen schon begonnen hat[79a], besonders aber ist die direkte Wir-

Digitized by Google

kung der Sonnenstrahlen gering, wenn diese auf die Glasurkruste treffen und dort reflektiert werden. Nach Beobachtungen Davys aber dringt strahlende Wärme durch eine Eisplatte und kann ein Thermometer dahinter auf Wärmegrade bringen. Es sind also auch die sehr feinen Eisblättchen, welche die Oberfläche einer Schneedecke bzw. der sie zusammensetzenden Eiskrystalle bilden, diatherman, und wenn auf eins derselben die Sonne scheint, werden stets etliche Strahlen durchgelassen, ohne das Blättchen selbst zu erwärmen. Erst irgend welche, tiefer gelegene Blättchen absorbieren diese Strahlen und werden von ihnen erwärmt. Ist aber die Schneedecke sehr dünn (wie so oft in der Arktis), und hat sie besonders infolge partieller Schmelzungs- und Wiedergefrierungsprozesse eisige Struktur angenommen, so treffen die durchgelassenen Strahlen den Boden selbst und werden weit wirksamer für die Schmelzung, als Strahlen, welche auf den Schnee direkt fallen. Im Momente, da die oberste Schicht schmilzt, vollziehen sich zwei Prozesse: ein Teil des erzeugten Schmelzwassers verdunstet (es geschieht also eine Verminderung der Decke), der andere Teil sickert in den Lufträumen des Schnees abwärts. Die Temperatur dieses neuen Faktors für die Schmelzarbeit ist ein wenig über null, da aber der Schnee, mit welchem die sickernden Tropfen in Berührung kommen, unter null ist, so wird das geringe Wärmeplus des Schmelzwassers rasch abgegeben und es erfolgt Wiedergefrieren. Die direkte Bestrahlung durch die Sonne trägt also bei, dafs sich der Schnee mit Eiskanälchen durchzieht und von der Oberfläche aus vereist. Sowohl dadurch, als auch infolge der eigenen Schwere wird dann der Schnee dichter. diese gröfsere Dichte aber wird später zu einem Haupthindernis der Schmelzung durch andere Faktoren. Diese Erscheinungen treten zu Anfang der wärmeren Zeit ein, wenn jedoch die eigentliche Schneeschmelze in ihrer rapiden Weise erfolgt, hat die Sonne eine viel gröfsere Wirkung dadurch, dafs sie ganz bedeutende Quantitäten von Schmelzwasser hervorruft. Dieses gelangt bald bis an den Boden, erwärmt ihn und erzeugt so einen neuen Faktor für die Schmelzarbeit; ferner aber noch wird die Schneedecke durch das Einsickern des Wassers in die Erde verringert.

Die Schneeschmelze an Abhängen und Bergen wird einesteils mehr, anderenteils weniger begünstigt, als in der Ebene. Während ebene Flächen bei Sonnenaufgang unter einem Winkel von 0° getroffen werden, und dieser konstant wächst, erhalten Bergabhänge die Sonnenstrahlen sofort unter einem gröfseren Winkel, der je nach der Steilheit auch bei der schiefen Richtung der Strahlen in der Arktis schon mittags, bei der gröfsten Intensität, viel kleiner sein kann, als

Digitized by Google

in der Ebene; hierin zeigt sich der Nachteil. Aber infolge des schiefen Einfalls der Strahlen wird die Wärme in verschiedener Höhe gleichmäfsiger, als in unseren Breiten. Dagegen fliefsen die Tauwasser abwärts, reifsen Schnee mit sich fort und bilden Hohlräume zwischen Decke und Boden, welche wiederum den Zutritt warmer Luft erleichtern und so die Schmelzung befördern. Durch Wärme und mechanische Gewalt wirkt somit das Schmelzwasser auf die Unterseite der Schneelage und verringert dieselbe.

Dieses durch Bestrahlung hervorgerufene Wasser wird jedoch in eminentem Mafse durch die in jener Zeit eintretenden Regen und warmen Schneefälle verstärkt. Die kleinen Rinnsale vergröfsern sich zu Bächen, den Schneepartikelchen wird neue Wärme zugeführt, sie geben ihr Dasein auf und ändern ihren Aggregatzustand.

Vorhergehenden Gründen für die Schneeschmelze reiht sich ebenbürtig die Luft an, die ferner weiter in ihrer Arbeit durch Winde unterstützt wird. Die warme Luft streicht über die obersten Teile der Decke und nimmt den entstandenen Wasserdunst mit sich fort, trägt so eine dünne Schicht um die andere ab und verringert die Dicke der Schneelage. Gleichzeitig dringt die Luft infolge des Windes rascher durch die Poren in die Schneedecke ein, giebt hier ihre Wärme ab und erweicht den Schnee[66c].

Die Winde sind nicht allein als Träger der warmen Luft für die Schmelzarbeit wichtig, sondern ebensosehr dadurch, dafs sie die Schneedecke umschaufeln, verlegen und so den Boden der unmittelbaren Bestrahlung durch die Sonne öffnen, welcher die Wärme durch Leitung zu Stellen befördert, die noch mit Schnee belastet sind.

Die Verdunstung des Schnees findet nicht nur bei warmer Luft, sondern ebenso bei den niedrigsten Temperaturen statt[40d].

Wohl weniger als in den Alpen, wo die Nebel „Schneefresser" heifsen, wirken auch diese im Hochnorden zur Zeit des Frühjahrs mit, indem sie starke Nachtfröste verhindern[1r].

Die Schmelzung des Meereises wird noch durch weitere Umstände begünstigt. Die Ausdehnung des Eises nach sehr niedrigen Temperaturen, die Sprünge und Einsickerungen in deren Folge, die Temperaturverschiedenheiten zwischen Eis und Schneewasser, die mechanischen Wirkungen durch Druck, Bruch, Reifsen, Ströme, Eistreiben und Wogenschlag sind im Verein thätig, die grofse Masse des Polareises beim Nachlassen der extremen Kälte zu zerbrechen und zusammenhangslos zu gestalten und so es seinem Untergang entgegenzuführen[69d].

Digitized by Google

Neben den an allen Orten der Arktis wirkenden Umständen der Schneeschmelze treten aber auch vereinzelt an verschiedenen Orten besondere Faktoren auf.

Darunter stehen die Föhnwinde obenan, welche, von relativ geringer Feuchtigkeit und warm sind, mit Macht die Schneemassen aufzehren. Dieser Föhn wird oft im dänemarkschen Grönland beobachtet, wie uns sicher berichtet ist, auch nördlicher bemerkte Kane diese Erscheinung[80a]. In schwedisch Lappland kommt, nach Mitteilungen der Einwohner, Ende April oder Anfang Mai von West (d. h. von den Gebirgen) ein so starker und warmer Wind, dafs er in 6—10 Stunden die Schneemassen auflöst, dieselben zum Zusammenfallen bringt, die Seiten der Berge von ihrer Schneedecke befreit und den Schnee auf dem Eise der Gebirgsseen zu Wasser verwandelt[59h]. Auch aus Asien berichtet uns Wrangel dieselbe Erscheinung, welche dort den Namen teploj Weter, der warme Wind, führt, der zuweilen bei heiterem Himmel eintritt und mitten im Winter die Temperatur in kurzer Zeit von —44° C. auf +2° C. bringt, sodafs die Eisscheiben, welche hier die Stellen des Glases in den Fenstern vertreten, auftauen. Besonders in den Thälern des Aniuj findet sich dieser Wind häufig, dagegen hört westlich vom Vorgebirge Tschukotskoj seine bewunderungswürdige Wirkung auf[20].

Plötzliche Schneeschmelze in der letzten Hälfte des Dezember oder Anfang Januar wird in St. Michael fast jeden Winter durch östliche Winde hervorgerufen, die aber im Gegensatz zum Föhn von mehr oder weniger schweren Regen begleitet sind, jedoch die Temperatur auch von etwa —40° C. auf +8° C. erheben. Dies Tauen dauert häufig eine Woche oder 10 Tage, während welcher Zeit der ganze Schnee vom Boden geschmolzen ist[23b].

Infolge der gröfseren Absorptionsfähigkeit dunkler Gegenstände sind diese lebhafte Förderer der Schneeschmelze. Ragt ein Fels über der Decke hervor, so pflanzt er auf die umliegende Schneeschicht die empfangene Wärme fort. Jeder aus dem Schnee hervorstehende Baum macht jenen an seinem Fufse verschwinden. Die in der Arktis öfters auf dem Schnee befindlichen fremden Körper, bestehend aus schwärzlichen Brocken von Moosen, Flechten und Erden, vervielfältigen die Wirkung der Sonne, sie graben sich in die Decke ein und geben ihre Wärme tieferen Schichten ab und bilden so Kanäle, in deren wohlgeschützter Tiefe die Temperatur bedeutend wärmer ist als oberhalb.

Es mögen hier noch einige Daten über ungewöhnliche Zeitpunkte der Schneeschmelze infolge vorerwähnter Ursachen Platz finden.

Digitized by Google

Nach Rink liefs der Föhn am 9. April 1871 keine Spur vom Schnee mehr auf dem Binneneise, überall war das Wasser teils fliefsend, teils bildete es kleine Seen[8gg].

In Julianehaab machte starker Regen um Weihnacht das Land ganz frei vom Schnee[14h].

Etzel berichtet, dafs am 3. Januar 1881 bei + 7,5° C. durch den Föhn der Schnee verschwand[14i].

Mitte November hatte Hayes im Foulke-Hafen Tauwetter[6bb].

Das Tauen beginnt oft bei niederer Lufttemperatur infolge der intensiven Sonnenstrahlen, welche der Luft wenig Wärme mitteilen.

Vorgehen der Schneeschmelze.

Die oben aufgeführten Schmelzfaktoren bewirken nach und nach das Verschwinden der Winterdecke. Jeder warme Tag im Laufe des Winters verursacht eine Umwandlung des Schnees, verändert die Struktur desselben. Erst das gleichzeitige Eintreten mehrerer dieser Ursachen ermöglicht die Befreiung des Erdbodens von seinem Mantel. Mit unglaublicher Raschheit verliert sich die Schneedecke. Der Schnee wird sehr schnell zu Wasser, das sich in Teichen und Bächen ansammelt und in die Niederungen strömt. Ein Matrose wurde beim Anblick dieses Vorganges zu dem Ausrufe veranlafst: „Die Welt mufs am Morgen nach der Sündflut sehr ähnlich ausgesehen haben“[8ff]. Im Norton-Sund war am 19. Juni 1880 das Land in allen Richtungen mit Schnee überdeckt, am 7. Juli war er verschwunden, das Gras wuchs hervor, Blumen standen in Blüte[23c]. Im allgemeinen zeigen sich alle Nordfahrer über den raschen Verlauf der Schmelze höchst erstaunt, die also in der Arktis rapid vor sich gehen mufs.

Beschaffenheit des Schnees bei der Schneeschmelze.

Überall, wo Schnee wiederholten Schwankungen der Temperatur bald über, bald unter dem Gefrierpunkt ausgesetzt ist, verwandelt er sich in Firn. Die nassen Körner des Firns übertreffen an Gröfse die Bohnen, ihre Bewegung gleicht dem Geräusch des Sandes. Die Krystalle sind oft 4—8 mm grofs[36i]. Sobald Überschufs an Wasser vorhanden, gestaltet sich der Schnee nicht zu Firn, sondern zu einer gallertartigen Masse, die wie Kleister sich vor den Schlittenkufen staut.

Folgen der Schneeschmelze.

Das bei der rapiden Art des Schmelzens entstandene Wasser kann zum Teil nicht abfliefsen und nicht so schnell verdunsten, es

Digitized by Google

sickert dann in den Erdboden und bildet, wenn es wieder gefriert, das in der Arktis so mächtige unterirdische Eis, das Bodeneis. Dringt das Schmelzwasser zwischen Felsen abwärts und speichert sich in Hohlräumen auf, so verursacht es bei Frost ein Lossprengen der Felsteile. Öfters treten infolge des so plötzlichen aufserordentlichen Zuströmens der Wassermassen Überschwemmungen der Flüsse ein.

FIRNGRENZE.

Die Firngrenze ist in keinem andern Teile der Erde gröfseren Schwankungen unterworfen, als im Polargebiet.

Die ersten Angaben hierüber sind von Bouguer aus der allgemeinen Hypothese und durch eine Formel abgeleitet worden, in der man von der mittleren Temperatur ausging, und der zufolge fast $^1/_7$ der nördlichen Halbkugel unter ewigem Schnee und Eis begraben sein sollte. Diese Irrtümer haben sich lange erhalten, ja bestehen teilweise heute noch in manchen Büchern.

Schliefsen wir uns hier der von Prof. Ratzel[81a] gebildeten Definition der klimatischen und orographischen Firngrenze an, so kommen wir nach unseren vorhandenen Daten zu dem Schlufs:

Die orographische aber nie die klimatische Firngrenze erreicht das Meer. Einzelne Firnflecken, begünstigt durch die Bodengestaltung, sind von den meisten Polarreisenden in Meereshöhe beobachtet worden, die klimatische Firngrenze aber zieht sich in allen bekannten Gegenden der Arktis weit vom Ufer zurück.

In den arktischen Gegenden sind die Bedingungen für die Lage der Firngrenze sehr verwickelter Natur. Zu den Einflüssen der Feuchtigkeit der Atmosphäre, der Gestaltung des Gebirges, der Lage des unterirdischen Eises, die sämtlich auf die Zeit einwirken, innerhalb deren die Sommerwärme zur Beseitigung des Schnees hinreichen kann, gesellen sich noch die Nachteile, welche aus der schieferen Richtung der Sonnenstrahlen entspringen. Hierdurch wird nicht nur die Wärme vermindert und in den verschiedenen Höhen gleichmäfsiger, sondern auch der beschattete Raum, den die Bergkuppen verdecken, ungemein vergröfsert[78b].

Die kalten Ströme an der Ostküste und der nördlichen Westküste Grönlands und Franz-Josephs-Landes, die Treibeismassen, die sich z. B. im Sommer in Nordspitzbergen, im Osten von Grönland und Nowaja Semlja anhäufen, mufsten doch, wenn es überhaupt möglich ist, ein Herabsinken der Firngrenze bis ans Meer hervorrufen. Aber nichts derart ist zu finden, überall beobachteten die Reisenden den „ewigen Schnee“ erst in beträchtlicher Höhe über dem Meere.

Digitized by Google

Die Null-Isotherme zieht sich oft bis weit unter den Polarkreis zurück, ihren Kulminationspunkt hat sie nordwestlich von Hammerfest. Sollte man nicht meinen, dafs nördlich dieser Linie der Schnee die Meeresoberfläche tangierte? Nicht einmal an den Orten mit der Isotherme —20° zeigt sich die Firngrenze am Gestade.

Wir sehen also, dafs die Jahrestemperatur nicht mafsgebend für das Zurückziehen der Firngrenze sein kann, dafs wir vielmehr mit Middendorf[1q], Forbes[77b], Buch[77c], Grisebach[78a], Hann[10h] und anderen als ausschlaggebendsten Faktor

die Durchschnittstemperatur des Sommers

betrachten müssen, die allerdings auch nur + 1° C. zu sein braucht[1q].

Die überaus heftigen Winde begünstigen ebenfalls das Verschwinden des Schnees an den niederen Landesteilen, sie kommen nicht als einer der mächtigsten Hebel klimatischer Zustände in Betracht, sondern lediglich als mechanisch wirkender Kehrbesen, der die Schneemengen weit wegfegt und sie in Klüfte und Thäler versenkt, woselbst sie, isoliert von der Hauptmasse, als übersommernde Firnflecken, nahe dem Gestade liegend, neue Zufuhr aus der Atmosphäre erwarten. Die warmen Meeresströmungen in einem Teile der Arktis bestimmen auch das Zurückweichen der Firngrenze. Die kräftige Bestrahlung der Bergabhänge bei einer höchstens 33°—37° über dem Horizont stehenden Sonne gegenüber der Niederung mufs sehr in Betracht gezogen werden[10h]. Hauptsächlich aber müssen wir, wie schon gesagt, der Intensität der Sommerwärme während der Zeit des ununterbrochenen Tages die erwähnte Wirkung zuschreiben, welche allerdings noch durch die relativ geringe Schneemenge, welche fällt, begünstigt wird.

Im folgenden wollen wir die von uns gefundenen Angaben über die Firngrenze zusammenstellen und gleichzeitig die in den verschiedenen Mafsen angegebenen Zahlen in Metern umgerechnet, und zwar abgerundet aufführen, da bei den meist auf Beobachtungen und nicht auf Messungen beruhenden Angaben an grofse Genauigkeit doch nicht zu denken ist. Die Höhenzahlen sind auch von den verschiedenen Beobachtern nach verschiedenen Annahmen über die „Schneegrenze“ gemacht, geben also nicht immer Gleiches an.

Asien.

Die höheren Gebirge Asiens, im Innern des Kontinents liegend, bereits weit aufserhalb der nördlichen Zone, haben ihre Firngrenze, deren Bestimmung uns hier nicht obliegt. Dagegen findet sich nach Middendorf kein bleibender Schnee im arktischen asiatischen Festlande bis auf den Gebirgszug Sucharnyje, unter 70° n. Br. an der

Digitized by Google

Mündung der Kolyma, dessen Ausläufer 910 m erreichen[1s]. Middendorf hält diese Angabe für unsicher, doch hat Wrangel denselben Gebirgszug „unter ewigem Schnee und Eis begraben" gesehen[2q]. Dieses Gebirge ist aber auch das einzige, welches eine Schneegrenze aufzuweisen hat, wenn obige Notiz sich bewahrheitet, denn von allen anderen Höhen ist das Fehlen bleibenden Schnees genau berichtet, so vom Tschuktschenlande durch Billings[1s], vom Taimyrland durch Middendorf, vom Ural, der bis 1210 m sich erhebt, durch Schrenk[42d].

Dagegen finden wir überall, sowie wir uns auf die Inseln des Eismeeres begeben, an den nicht besonnten Stellen Schneetriften und die Höhen schon innerhalb der Firngrenze.

Nowaja Semlja.

Die für Nowaja Semlja in Bezug auf die Gletscher geltende Scheidelinie 72° n. Br. ist natürlich auch von Bedeutung für die Firngrenze, südlich dieser Linie ist das Land niedrig und befindet sich unterhalb derselben, die man nach Dr. Töppen vielleicht im Durchschnitt auf der ganzen Insel auf 600 m angeben kann[7c]. Nach der Zusammenstellung der Beobachtungen von Lütke, Pachtusoff, Bär, Ziwolka und Moisejeff sind die Schluchten der ausgezeichnetsten Berge, namentlich im Norden, mit ewigem Schnee bis auf 460 m herab überzogen[7b]. Bär sah in Matoschkin Scharr zwei ansehnliche Berge, von denen der eine vom Fuſs bis zur Spitze (950 m) mit ewigem Schnee bedeckt, der andere aber (1040 m), freier gelegen, selbst am Nordabhange fast ganz entblöſst war[78c], sodaſs Bär, allerdings zu weitgehend, die Bestimmung der Firnlinie in Nowaja Semlja für geradezu unmöglich erklärt, weil nicht die Abnahme der Wärme mit der Höhe, sondern die örtliche Erwärmung das allein entscheidende Moment bilde. Ebensowenig ist die Behauptung Middendorfs stichhaltig, nach welcher in Matoschkin Scharr die Firngrenze bis zu der offenliegenden Küste hinabsteige[1s], denn nach ihm ist die Bestimmung aller jene Gegenden berührenden Nordpolfahrer übereinstimmend auf 600 m ausgefallen. An örtlich begünstigten Stellen erhebt sich die Firngrenze nach Payer bis 920 m[8hh], ja selbst in Matoschkin Scharr bis 1000 m [82a], während sie an ungünstigeren bedeutend niedriger verläuft.

Spitzbergen.

Auch hier in Spitzbergen ist durch die vier schwedischen Expeditionen festgestellt worden, daſs die Firngrenze nirgends bis zur See reicht[8ii], daſs sie selbst im Norden an einigen ungünstigen Stellen, durch Treib-

Digitized by Google

eissammlungen verursacht, immer noch einige 30 m über dem Meeresniveau verläuft[66d]. Es giebt hier, wie in Nowaja Semlja, eine ähnliche Unsicherheit der Firngrenzhöhe, doch ist deren mittleres Niveau im Norden und Nordwesten auf etwa 300 m von den schwedischen Naturforschern demungeachtet festzustellen versucht worden[38f]. Im Süden (77° n. Br.) dagegen findet sich die höhere Zahl 420 m von Dunér und Nordenskiöld angegeben[36k], welche bis 460 m im Hornsund[82a] und nach Malgrén in 78° n. Br. im Westen sogar bis 600 m steigt[38f]. Die Ungleichheit zwischen dem Klima des nördlichen und südlichen Spitzbergen, sagt Torell, ist ziemlich in die Augen fallend. Während sich im Eissund Mitte August die Berge bis zu bedeutender Höhe über dem Meeresspiegel frei zeigten, waren wenige Tage früher Schneeflecken bis an den Wasserrand ganz gewöhnlich bei Norways 79° 50′ n. Br. Infolge dieser Verschiedenheit zeigt sich natürlich auch die gröfsere Entfernung der Firngrenze vom Meere im Süden[8ii].

Franz-Josephs-Land.

Nach Payer scheint Franz-Josephs-Land selbst im Sommer grofsenteils unter einer Schneehülle begraben zu sein, welche nur Felswände und die Rücken und Abhänge einzelner Bergzüge unterbrechen. Er schätzt die Firngrenze auf 300 m[36k].

Europa.

Allein Skandinavien hat eine ununterbrochene Bedeckung mit Schnee aufzuweisen, da der Ural von Schrenk unter der Firngrenze liegend gefunden wurde[42d].

Den Schlüssen Forbes', die aus gründlicher Beobachtung und Kenntnis hervorgehen, dürfen wir uns wohl anschliefsen und demnach anführen, dafs die Firngrenze liegt[77d]:

in	66°	n. Br.	im	Innern	1130	m,	an	der Küste	990 m,
„	68°	n. Br.	„	„	1050	„	„	„	920 „
„	70°	n. Br.	„	„	1020	„	„	„	890 „

Mit diesen Angaben stimmen im grofsen und ganzen die anderer Forscher überein.

Aus den obigen Daten zeigt sich die Wirkung des Meeres glänzend.

Nach Heim[82a] sinkt die Firngrenze bei Magerö 71° 15′ n. Br. an der Küste auf 720 m, nach Buch auf 750 m, nach Payers Ansicht aber ist diese Messung zu tief[36k]. Bei Hammerfest ist die Höhe der Firngrenze 850 m[77e]. Nach Forbes[77f] geht an der Küste der Lofoten die Firngrenze ungefähr bis auf 1000 m zurück. In der ganzen Tabelle

Digitized by Google

von Dr. Günther[88a] zeigen sich Höhenzahlen, die durchschnittlich nur den fünften Teil der bei Forbes für dieselbe Beobachtung angegebenen ausmachen.

Island.

Für das den Polarkreis tangierende Island finden wir im allgemeinen als Höhe der Firngrenze gegen 900 m[84a] angegeben. Infolge der an der Nordküste oft lagernden Treibeismassen sollte man eine Erniedrigung der Firngrenze im Norden für wahrscheinlich halten, aber das Gegenteil besteht, z. B. an dem nördlichen Teile des Osterjökull 65° n. Br. erreicht die Firngrenze die Höhe von 1000—1300 m, während der südliche Abhang 900 m als Firnhöhengrenze aufweist[82a].

Jan Mayen.

Die kleine Insel Jan Mayen ist vielseitig besucht und erforscht worden, sodafs im Mittel nach Scoresby, Wilczek, Nordenskiöld, Torell 430—460 m als Firngrenzhöhe angenommen werden darf[50d]. Diese Angabe erhöht sich für den Beerenberg auf 700 m nach der norwegischen Nordmeerexpedition[8kk], ja sogar bis 800 m[82a].

Bäreninsel.

Auch auf der Bäreninsel erreicht die Firngrenze, deren Höhe auf 180 m geschätzt wird, das Meeresniveau nirgends[77g].

Ostgrönland.

Die Ostküste Grönlands ist nicht in solch grofser Ausdehnung erforscht als die Westküste. Wir fanden nur über die Gegend zwischen 71°—78° n. Br. im ganzen gleichlautende Bestimmungen. Scoresby giebt als mittlere Höhe in 71°—75° n. Br. 920 m an[85a]. Nordenskiöld in denselben Grenzen 920 m als Minimum, 1220 m als Maximum[50e], während sich bei Heim für 72°—74° n. Br. 900—1250 m finden[82a]. Die am weitesten nördliche Messung wurde von Nordenskiöld in 78° n. Br. mit 1600 m gemacht. Payer erzählt von sehr vielen im Hochgebirge Ostgrönlands im Hochsommer aufgefundenen schneefreien Stellen[8hh].

Westgrönland und äufserster Norden.

An der Westküste Grönlands ist im allgemeinen kein grofser Unterschied in Bezug auf die Höhe der Firngrenze im Norden und Süden zu konstatieren. Was Südgrönland an einem Wärmeplus im Gegensatz zu Nordgrönland aufzuweisen hat, wird wieder durch den stärkeren Schneefall im Süden ausgeglichen, im allgemeinen kann man nach Rink an der Küste Westgrönlands die Firngrenzenhöhe auf

Digitized by Google

600 m bis 900 m annehmen[14k]. Lokale Ursachen erhöhen selbe bis 1220 m in 63° n. Br.[82a], in 71° 40′ n. Br. auf 1430 m[15e] und in 78° n. Br. auf 1520 m. Die Angabe Rinks, dafs sich in 64° n. Br. bei 30 m Höhe ewiger Schnee befinde, bezieht sich wohl nur auf einen lokalen Firnfleck. In Grinnell-Land, 79°—83° n. Br., ist die Höhe der Firngrenze ca. 500[82a] m. Greely giebt diese Höhe in 80° n. Br., 70°—75° w. L. auf nahezu 1160 m an und bei Kap Lieber 81½ n. Br., 65° w. L. auf 600 m[48c].

Amerika.

Die weiten Ländereien des polaren Festlandes von Nordamerika sind noch wenig durchforscht, die wahre Höhe der Firnlinie ist noch nicht bestimmt worden[61f]. Vereinzelte Angaben haben wir wohl, so für den Cumberland-Sund, in welchem Inseln 700 m hoch noch unter der Firngrenze liegen, und in dessen Nähe der Berg Angiukâk 66° n. Br. bei 900 m bleibende Schneedecke aufzuweisen hat[81l]. Dagegen erreicht in Alaska nach Chamisso die Firngrenze eine Höhe von 2400 m[11g]. Mit Richardson befindet sich die Angabe Middendorfs im Einklang, dafs nirgends der Schnee bis ans Meeresufer gelangt, und dafs, abgesehen von einzelnen Firnflecken, an der Festlandsküste und in den Ausläufern der Felsengebirge die Firngrenze weit zurückweicht[1s].

Obgleich die Inseln des amerikanischen Erdteils bei weitem mehr kennen gelernt wurden, als der Nordkontinent selbst, ist doch wenig Mühe auf genaue Bestimmung der Firngrenze verwendet worden. Die Angaben beschränken sich nur auf die Versicherung, dafs die Firnlinie nie das Meer erreiche. Über die Melville-Insel fanden wir die Bemerkung, dafs die Firngrenze sehr hoch liege, in Northumberland-Sund erreiche sie die Höhe von über 500 m.

GLETSCHER.

Hervorgerufen durch den Schnee, der auf geeignetem Boden zur Lagerung kommt und sich zu Eis verdichtet, wandern die Gletscher thalabwärts und suchen sich bis ins Meer vorzuschieben, woselbst sie abbrechen und diese Stücke ins Meer entsenden. Nach Rink ist die eigentliche Heimat der Eisberge, die den Gletschern entstammen, die Westseite Grönlands von 68½—75° n. Br., und er schätzt nach Beobachtungen die Masse des von einem grofsen Eisfjord jährlich ausgesandten Eises auf 250 000 Millionen Kubikfufs[15f]. Nicht nur Grönland mit seinen unermefslichen Eiswüsten giebt aber dem Meere neue Nahrung durch seine Sprösslinge, auch die nördlichsten amerikanischen

Digitized by Google

Inseln senden deren aus. Während dagegen das arktische Festland von Asien nach Middendorf keine Gletscher aufweist[1s], findet sich bei Heim[83a], dafs die Nordhälfte des Taimyrlandes vergletschert sein soll. Auch Wrangel[2q] erwähnt den mit ewigem Schnee und Eis bedeckten Gebirgszug Sucharnyje. Der südlichere Teil von Nowaja Semlja von 72° n. Br. ab kennt keine Gletscher[59i], welche sich jedoch nördlicher in bedeutender Menge und Masse vorfinden. Ebenso giebt es auf der Insel Einsamkeit und Bäreninsel keine Gletscher. Die neusibirischen Inseln, Spitzbergen, Franz-Josephs-Land, Island, Jan Mayen schicken ihre Gletscher bis ans Gestade, während nur einen einzigen Gletscher Norwegens, im Bön Jökuls-Fjord, die Meereswogen bespülen[77h]. Die Kinder dieser grofsartigen Eismassen versammeln sich zu den anderen Eisbildungen der arktischen Meere und Flüsse, treiben südwärts, um wieder in Wasser verwandelt zu werden und den ewigen Kreislauf von neuem zu beginnen.

Zu den grofsen Eisansammlungen der Gletscher, entstanden durch die Niederschläge, gehören auch die sogenannten Eismulden und Eisthäler im Stanowoj-Gebirge, die andere, uns fern liegende Entstehungsursachen (Produkt eines Baches) haben und deren Beschreibung wir bei Middendorf finden[1t].

TREIBEIS.

Treibeismassen von kleiner und grofser Dimension durchfurchen die arktischen Meere. Sie entstammen teils den Gletschern, teils der gefrierenden Wasseroberfläche der Seen und Flüsse. Diejenigen erster Art zeigen ungeheure Ausdehnung sowohl in vertikaler, als auch in horizontaler Richtung, und groteske Formen. Von ihnen ragt infolge ihres spezifischen Gewichts nur der zehnte Teil aus dem Wasser; trotzdem berichtet Hayes von einem Eisberg von 315 Fufs Höhe, dessen Tiefgang er auf eine halbe Meile schätzte. Überall zeigen sich die Kolosse aufser in dem nordsibirischen Meere[59k], das ein Eindringen derselben durch seine Flachheit unmöglich macht und gletscherfreie Küsten bespült[48g]. Die Treibeismassen, welche dem Meere entstammen, entstehen vielfach, begünstigt durch den fallenden Schnee, der sich auf dem ruhigen Wasser gleich erstarrtem Fett zu unregelmäfsigen Scheiben vereinigt, die, in rotierender Bewegung begriffen, Anziehungscentren für die neu hinzukommenden Flocken bilden[34a]. Diese Schollen, welche sich zu Eisfeldern von ungeheurer horizontaler Ausdehnung vergröfsern, sind ursprünglich von unbedeutender Dicke, sodafs Greely behauptet, das meiste Polareis sei unter 1,8 m dick. Die öfter angetroffene bedeutend gröfsere vertikale

Digitized by Google

Dimension führt Greely auf Unterschieben zurück[48h]. Einen weiteren Zuwachs an Stärke erhält das Treibeis durch die auffallenden Schneemassen, die, tauend und wieder gefrierend, ebenfalls zu Eis werden. Hat sich eine Eisdecke gebildet, so wird sie oft durch die heftigen, wütenden Winde zersprengt, die Stücke werden in die Tiefe getrieben und wieder emporgeschleudert, mit furchtbarem Krachen an- und aufeinandergeworfen, zu mächtigen Blöcken und Schichtungen gepreſst, und so bilden sich groſsartige Torosse. Hayes hat ein Eisfeld getroffen, das durchschnittlich 9 m hoch und sehr uneben war, bald in abgerundeten Hügeln bis 24 m ansteigend, bald zu tiefen gewundenen Thälern herabsinkend. Dieses Feld war etwa 6 engl. Meilen lang und 4 engl. Meilen breit. Er schätzte die ganze Masse in runder Zahl zu 6000 Millionen Tonnen, da die Dicke ungefähr 50 m betrug. Die höchste Spitze, 36 m. hoch, bestand aus überhäuften Blöcken[8mm]. Durch Schmelzung des auf dem Eise befindlichen Schnees bietet dasselbe seine glatte Oberfläche den Sonnenstrahlen und der Luft dar, weil das Schmelzwasser auſserordentlich schnell vom Eis aufgesaugt und die Oberfläche getrocknet wird. Die Eisfläche verwandelt sich dann zu einer dem festen Firnschnee ähnlichen Masse. Eine eigentümliche Erscheinung und Struktur des Eises berichtet uns Parry[43c]. „Das Eis war an seiner Oberfläche aus zahllosen unregelmäſsigen, Nadel ähnlichen, senkrecht gerichteten und nahe aneinander gelegenen Krystallen zusammengesetzt. Ihre Länge variierte zwischen 15—17,5 cm und ihre Breite war im Mittel $2^1/_2$ mm, aber zugespitzt an beiden Enden. Infolge dieser Struktur war die Oberfläche wie ein grüner Teppich anzusehen. Ein vertikaler Durchschnitt, der öfter am Rande vorkam, glich, solange er fest blieb, dem sehr schönen Atlas-Spat (satinspat) und, wenn er in Stücke zerfiel, dem Asbest. Es erschien uns wahrscheinlich, daſs diese Eigentümlichkeit durch die schweren Regentropfen hervorgerufen sein mochte, welche ihren Weg durch das Eis sich erzwangen und so dieses in Nadeln von beschriebener Form zerteilten. Diese Annahme schien die wahrscheinlichste, da die Nadeln immer in vertikaler Richtung plaziert waren und niemals auſser von der Oberfläche niederwärts vorkamen."

Durch die Meeresströmungen und Winde wird das Polareis von seinem Entstehungsorte fortgetrieben und verursacht, wenn es vorzeitig an Küsten zum Stehen kommt, ungünstigen Witterungsumschlag. An der Ostküste Amerikas dringt das Eis bis in sehr niedere Breiten, während z. B. an allen Teilen der norwegischen Küste im Westen selbst das kleinste Stückchen Treibeis etwas Unbekanntes ist[77i].

Digitized by Google

Im Sommer wird die nördliche Schifffahrt nur sehr wenig durch die Eismassen gehindert, und niemand hat das ewige, feste Polareis gesehen, das nach früheren Anschauungen die ganze Nordhemisphäre bedecken sollte.

Eisfufs.

Durch das Andrängen schwerer Eismassen, durch Strömungen und Winde bewegt, wird das junge gepreſste Eis, wenn ihm die Küste entgegensteht, auf diese geschoben, oder wenn das Ufer zu steil ist, an demselben zerbrochen und wild übereinander getürmt. Diese Eisanhäufungen werden noch bedeutend vermehrt durch die Wirkungen von Ebbe und Flut, erstere bricht das Eis am Ufer ab, letztere drängt es langsam, aber stetig gegen das Ufer. Die Eisstücke frieren dem Ufer an, neue kommen hinzu, Springfluten schieben und lagern frische Massen auf, und so bildet sich die gewöhnliche Einfassung der Küste, der sogenannte „Eisfufs", den Kane für das Wunderbarste und Hervorragendste in seiner nördlichen Position erklärt[69e]. Das Festsetzen des Eisfufses kann erleichtert werden durch am Ufer liegende Schneewehen, welche man „Schneefufs" genannt.

Die Formen und Dimensionen solcher Eisbildungen müssen die Bewunderung hervorrufen. Kane schreibt, dafs der eigentliche Eisgürtel eine solide Masse von 7,30 m Dicke und 19,20 m mittleren Breite sei, dem sich äufserlich ein zweiter Eiskranz von 11,60 m und ein dritter von 10,40 m Breite angesetzt habe[69e]. Die Dicke des Eisfufses zeigte sich im Robesonkanal 10,5 m[18k].

Auf dem Eisfufs sind die durch die Flut herbeigeführten Trümmer in unsäglicher Verwirrung übereinander geworfen unb bilden ein unbeschreibliches Chaos. Doch oft wieder liest man, dafs die Reisenden nur infolge des schönen ebenen Eisfufses ihre Schlittenfahrten und also ihre Entdeckungsreisen unternehmen konnten. Wir sehen also, dafs die Eisumrahmung der Küsten dem Forschungstriebe des Menschen teils förderlich, teils hinderlich ist.

EINFLÜSSE DER SCHNEEDECKE.

Klima.

Der Einfluſs, welchen die Schneedecke auf das Klima ausübt, besteht einfach darin, dafs sie als schlechter Wärmeleiter die Verbindung zwischen dem Erdboden und der Luft unterbricht und so die unteren Luftschichten kälter macht. Die Temperaturschwankungen

Digitized by Google

sind nämlich in geringer Tiefe der Luft schon weit kleiner als auf der Oberfläche und vollziehen sich hier auch viel langsamer als dort. So kommt es, dafs im Dezember der Boden beträchtlich wärmer ist als die Luft. Diese wird also sozusagen von unten geheizt. Liegt nun Schnee auf dem Boden, so geht der Luft diese Wärmezufuhr fast ganz verloren. Vielmehr erkaltet die Oberfläche des Schnees durch Ausstrahlung, namentlich bei heiterem Himmel sehr stark, und es teilt sich dieser Wärmeverlust der Luft unmittelbar mit, dem Boden aber nur sehr langsam. Fehlt dagegen die Schneedecke, so findet ein Temperaturaustausch zwischen Boden und Luft statt, wobei dann natürlich keine so niederen Temperaturen der unteren Luftschichten zustande kommen, wie bei der Isolierung der dem Boden entstammenden Wärmequelle[7d]. Eine weitere Abkühlung der unteren Luftschichten geschieht infolge der Schmelzung der Schneedecke, weil dabei viel Wärme absorbiert wird[79b]. Je tiefer die Schneedecke ist, desto dauernder zeigt sich die eben geschilderte Wirkung. Eine wichtige Verstärkung der Abkühlung der unteren Luftschichten bewirkt ferner die Reflexion der Wärmestrahlen an der Schneefläche, die wieder mehr oder weniger von der Beschaffenheit derselben beeinflufst wird. Dr. Zenecker veranschlagt die Reflexion an der Schneeoberfläche auf ungefähr $^1/_6$ der erhaltenen Sonnenstrahlen, dagegen an der Erdoberfläche nur auf $^1/_{30}$. Durch diese abprallenden Wärmestrahlen wird die Temperatur der Luft, da letztere diatherman ist, wenig geändert. Es findet also auch hierdurch unsere obenerwähnte Behauptung der Abkühlung der niederen Luftschichten ihre volle Bestätigung.

Boden.

Die Wirkung der Schneedecke müssen wir uns als die der vorzüglichsten Federbetten vorstellen. Jedenfalls ist der Schnee ein unvergleichlich schlechterer Wärmeleiter als jegliche Erdart, sein lockeres Gefüge befähigt ihn vorzüglich dazu. Er schützt den Boden vor Abkühlung in der ganzen Zeit, während welcher die Temperatur der Luft und der Oberfläche des Schnees unter 0° sich befindet. Dieser Einfluſs ist, bei gleich tiefer Schneelage, um so gröſser, je lockerer der Schnee liegt. Er ist erheblich kleiner bei mit Wasser durchtränktem und firnartigem Schnee[79c]. Roſs giebt das Umgekehrte an[38]. Bei Temperaturen über 0° ist der Einfluſs entgegengesetzt, also abkühlend. Dieses dauert auch nach der Schneeschmelze fort, weil der Boden mit Wasser von 0° erfüllt ist, welches sich nur langsam erwärmt[79c]. Die Schneedecke hindert die Emission der Wärme im Winter zum Vorteil des Bodens, wegen ihres späten Verschwindens

Digitized by Google

aber bringt sie Nachteil, da sie die Absorption der Sonnenstrahlen verzögert, doch ist letzteres wieder wegen der verhältnismäfsig raschen Schmelzung des Schnees nicht allzu gewichtig.

Die Bedeutung des Schnees für die Bodenfeuchtigkeit liegt in seiner Eigenschaft als Decke, die einen Schutz gegen Verdunstung bildet, dann in der Verhinderung des raschen Ablaufes, viel weniger in der Zufuhr neuen Wassers[58e].

Die grellen Temperaturschwankungen im Boden werden durch eine Schneedecke verhindert.

Pflanzen.

Die Schneedecke wirkt hauptsächlich nach zwei Richtungen schützend auf die Vegetation, indem sie die Kälte vom Boden abhält und indem sie bedeutende Temperaturschwankungen teils während des Bedecktseins, teils während des Auftauens abschwächt[79d].

Freilich hat die Schneedecke in der Arktis nicht viel zu schützen und vor dem Erfrieren zu bewahren, aber doch behütet sie einige Triebe und Sprösslinge und ermöglicht, die Grenze der Menschen, Tiere und Pflanzen in höhere Breiten vorzuschieben, als wenn sie nicht vorhanden wäre. Wir können daher der Auffassung John Rofss[44f]: „Wenn die Schneedecke irgend etwas schützt, so ist es ein Boden ohne Pflanzen . . .", nicht völlig beistimmen.

Der Nutzen der Schneedecke bei den tiefen Temperaturen der Arktis zeigt sich besonders nach Middendorf[1u] in dem Schutz, welchen sie vor dem Winde gewährt. „Ich wage auszusprechen", sagt er, „dafs im Hochnorden ein günstig gestellter Windschutz für die Bäume von vielfach gröfserer Bedeutung ist, als die geographische Breite und Höhenlage über dem Meere."

Der erste bleibende Schnee fällt noch auf eine dichte Matte von Gräsern, Heide und Weide und bedeckt diesen noch warmen Boden mit einer nicht leitenden Luftkammer. Wäre diese nicht vorhanden, so würden durch die Fröste die Säfte der Gräser in den Halmen festgehalten und erstarren. Die Pflanzen würden durch den plötzlichen Frost völlig erfrieren, wenn nicht schon eine schützende Decke die Kälte weniger empfindlich machte. Ein treffliches Beispiel dieser wohlthätigen Decke führt Rink an: „Die Beeren sind die einzige vegetabilische Nahrung, welche die Grönländer in bedeutender Menge einsammeln und genieſsen. Rücksichtlich der Aufbewahrung dieser Früchte im Laufe des Jahres kommt die Natur ihnen in einer für dieses kalte Klima besonderen Weise zu Hilfe. Es ist nämlich leicht einzusehen, dafs nicht viel von der Sonnenwärme übrig sein kann,

Digitized by Google

welche Früchte entwickeln soll, und dafs nicht viel Zeit zwischen dem Reifen derselben und dem Frost des folgenden Winters liegen kann. In Menge reifen die Rauschbeeren erst im Anfang August, aber schon nach dem 20. August tritt durchschnittlich der Nachtfrost ein, welcher jedes weitere Reifen hemmt und zur selben Zeit jede Gärung und Verwesung hindert. Im folgenden Monat legt sich die schützende Decke über sie und verhindert ihr Eintrocknen, sie können sich jetzt unverändert halten, bis die Wärme des folgenden Sommers den Schnee wieder im Maimonat schmilzt. Wenn deshalb in gewissen Wintern eine geringere Menge Schnee fällt, können die Grönländer in solchen Gegenden, die reich an Beeren sind, sich den ganzen Winter hindurch mit diesen versehen; dies sah ich z B. bei Jacobshavn 1850—51, wo die Frauen und Kinder, selbst im Dezember und Januar, beständig auf Beerensammeln ausgingen und mit Säcken und Körben voll nach Hause kamen[8ee].

Die allgemeinsten Mittel, welche die Natur anwendet, die ausdauernden Gewächse den Winter durch zu erhalten, würden unter der Schneedecke, welche die Vegetation einhüllt, zum Teil doch nicht wirksam sein. Weiche Stengel und Blattorgane, die durch Zerrung ihres Gewebes bei eintretender Kälte am meisten gefährdet sind kommen hier selten vor. Die arktischen Pflanzen besitzen dauernde Wurzeln, kriechende, unterirdisch laufende Stengel und Ausläufer; Knospen und Blattzwiebeln können unter dem Schnee zur Reife gelangen[78d].

Die wohlthätigen Wirkungen der Schneedecke[78d] zeigen sich in der Arktis nicht allein bei tiefen Temperaturen, sondern auch bei der so plötzlich eintretenden Wärme. Wie wir oben gesehen, verschwindet die Schneedecke in verhältnismäfsig kurzer Zeit infolge der Sonnenstrahlung und Regengüsse. Hätte nun die Sonne nicht einen Teil ihrer Kraft zum Schmelzen des Schnees nötig und könnte sie ihre Strahlen dem Boden und den Pflanzen allein widmen, so würde durch die Geschwindigkeit des Auftauens des Saftes in den Pflanzen, wie Versuche gelehrt haben, die Gefahr des Erfrierens erheblich gesteigert. Dadurch, dafs die Sonne den Schnee allmählich entfernt, treten die Organe ebenfalls allmählich aus der Erstarrung hervor, und längere Zeit hindurch hält sich die Temperatur ihres Gewebes auf dem Gefrierpunkt, so dafs die Säfte mit entsprechender Langsamkeit wieder flüssig werden. Durch die Zurückhaltung des Safttriebes schützt die Schneedecke die Pflanzen, bis die gefährlichste Zeit der Rückschläge herber Frühjahrsfröste überstanden ist. Alle Sonnenschüsse

Digitized by Google

der nördlich der Waldgrenze befindlichen Bäume, die unbedeckt über die Schneefläche hervorragen, sterben alljährlich ab[1v].

Oft wird das Wachstum der Pflanze durch lokale Verhältnisse erschwert. Die kleinen Rinnsale, welche beim Beginn der Schneeschmelze entstehen, tragen zu Anfang des Sommers mehr dazu bei die gefrorene Erde aufzutauen, als die Sonnenstrahlen; namentlich dann, wenn sie über ausgedehnte Felsenmassen nach dem Tieflande fliefsen. Während ihres Laufes erwärmen sie sich an dem dunklen Gestein und wenn sie alsdann in Berührung mit Pflanzen kommen, so verleiten sie diese zum vorzeitigen Wachstum. Später, wenn diese Wasseradern schwellen, und in den Vertiefungen des Bodens sich seichte Lachen bilden, deren Inhalt, des gefrorenen Untergrundes wegen, nicht in die Tiefe sickern kann, so werden die Gewächse in ihrer Entwickelung gehemmt, denn das Wasser erwärmt sich nicht nur weniger, als der trockene Boden, sondern wirkt durch Verdunstung nebenbei noch erkältend[34b].

Tiere.

Landtiere würden sich nicht in den nordischen Ländern finden, wenn der Schnee die Vegetation nicht beschützte. Infolge der Schneedecke ist es dem Tiere möglich, die Nahrung durch Aufscharren derselben hervorzusuchen und so sein Leben zu fristen. Die im Frühjahr wiederkehrenden Zugvögel erfreuen sich der Blätter, welche die fürsorgliche Natur während der ganzen rauhen Jahreszeit ihnen aufbewahrte. Liegen aber ungeheure Schneemassen, wie in manchen Gegenden Lapplands, so können die Renntiere mit ihren Geweihschaufeln oder Füfsen sie nicht bewältigen und gehen elendiglich zugrunde. An den Küsten aber leiden im Spätwinter die Vögel bei starker Schneedecke, denn sobald ihre Legezeit kommt, suchen sie einige notdürftige Halme zusammen, ordnen sie in Nestform auf dem Schnee, legen ihre Eier darauf und brüten. Durch die Blutwärme schmilzt aber der Schnee unter den Eiern, diese rollen in dem improvisierten Neste teils zusammen, teils auseinander und frieren zu Eis. Dieser Eierverlust ist aber auch für die Bewohner sehr empfindlich[75b]. Gegen die intensive Kälte und heftigen Winde schützen sich die Tiere, z. B. Eisbären, Hasen, Lemminge, indem sie sich in Schneehöhlen zurückziehen.

Menschen.

Die den gröfsten Teil des Jahres den Erdboden der Arktis bedeckende Schneefläche ruft einen kaum zu beschreibenden niederschlagenden Eindruck auf den Menschen hervor, der gezwungen ist,

Digitized by Google

eine Zeitlang hier zu weilen. Wie ist es aber wohl dem ständigen Bewohner dieser Länder möglich, sein Leben an diesen Orten zu fristen?

Die Jagd und der Fischfang sind die einzigen Erwerbszweige der Nordländer, und besonders bei der ersteren ist ihnen die Schneedecke äufserst günstig. Auf ihren von schnellen Hunden oder Renntieren gezogenen Schlitten fegen sie über die endlos weifse Fläche und erreichen das flüchtige Wild, das auf der harten Kruste ihnen zu entrinnen sucht. Auf ihren Schneeschuhen, welche sie auch über die dünnste, von der Sonne auf dem Schnee gebildeten Eisdecke tragen, erhaschen sie sicher das an allen Orten durch die Kruste brechende und sich verletzende Jagdopfer. Schnell folgen sie dem gehetzten Tiere über Abgründe, welche der Schnee überbrückt. In der langen Winternacht giebt der Reflex der Schneefläche den Bewohnern des Nordens die Möglichkeit Nahrung zu suchen, und der von den herrschenden Winden in gewissen Richtungen gehäufte Schnee (Sastrugi) befähigt sie allein, die genaue Richtung bei ihren Fahrten im Nebel über weite Flächen einzuschlagen.

Auch die Fischerei wird durch den Schnee und das Eis begünstigt. Da unter dieser schützenden Decke das Wasser wärmer ist, als ohne dieselbe, so ziehen sich die Fische nicht gänzlich aus den nördlicheren Regionen zurück und können auch im Winter gefangen werden.

Bei dem Fehlen oder Verschwinden der Schneedecke tritt oft Nahrungsmangel, ja Hungersnot ein, doch wird hierdurch der Nordländer nicht gewitzigt, zu geeigneter Zeit sich auf kommende schwere Tage vorzubereiten.

Das erlegte Wild bringen die Männer ihren Familien, welche in den aus Schneeblöcken gebauten, aufserordentlich warmen Hütten ihrer warten. Die Temperatur in diesen gewölbten Räumen steht so hoch, dafs die Insassen oft nackt hier hausen.

Gefährlich bei den Wanderungen und für die wissenschaftlichen Ergebnisse können dem Reisenden die öfters auf schneebedecktem Terrain eintretenden optischen Täuschungen werden, die Täuschungen bei Beurteilung der Entfernung und Gröfse von Gegenständen, die Parry drastisch schildert[26e]: „Nicht ungewöhnlich gingen wir auf eine scheinbar grofse Steinmasse zu, die wir eine halbe Seemeile vor uns sahen, aber nach einem Gang von einer Minute in die Hände nehmen konnten; das fand besonders statt, wenn wir einen Hügel hinanstiegen.“ Diese Sinnestäuschungen, deren wir ja viele haben, werden zum Teil durch die verdunstende Schneeoberfläche hervorgerufen, wodurch die Gegenstände flackern, das Bild sich verzerrt.

Digitized by Google

Der ungünstige Einfluſs einer weiten glänzenden Schneedecke der Arktis auf den Menschen zeigt sich in der äuſserst schmerzhaften Schneeblindheit, deren Heftigkeit sich nach der Beschaffenheit des Schnees, dessen Härte und Glätte richtet, und die, hervorgerufen durch die Lichtreflexion und fortwährende Einwirkung der weiſsen Farbe des Schnees eine Affektion der Netzhaut verursacht[36l]. Das einzige vorbeugende Mittel besteht im beständigen Gebrauche der Schneebrillen. Die Eskimo suchen sich diese Krankheit durch das Tragen von feinen Sieben aus Leder oder Holz fernzuhalten, in welchen eine Ritze das Sehen ermöglicht. Die Kamtschadalen bedienen sich eines Netzes von Birkenrinde oder Pferdehaaren. Die Tungusen, Buräten, Jakuten tragen rings mit Tuch gefütterte Siebe von Silber oder Kupfer, und die Nordsibirier suchen sich Linderung zu verschaffen, indem sie Schnupftabak ins Auge streuen[2t].

Infolge der wärmenden Eigenschaft des Schnees zeigt sich eine Verschiedenheit der Dicke des Eises stehender Gewässer, je nachdem dieses bald früher oder später, bald dünner, bald dicker mit Schnee bedeckt wurde. Das wissen die sibirischen Nomaden ganz wohl, und es gehört zu den Anfangsgründen der praktischen Lebenserfahrung der Weiber, denen ja das Wasserholen obliegt, daſs man die Mühe nicht scheuen darf, die Stelle der Eisdecke aufzusuchen, auf welcher die Schneedecke am dicksten liegt. Dort ist das Eis am dünnsten, und man spart sich soviel mehr Mühe beim Durchbrechen desselben, als das Abschaufeln des Schnees verursacht[1w].

Varia.

Dem Beschauer einer schönen reinen Schneedecke bieten sich auch glänzende Lichterscheinungen, hervorgebracht durch Reflexion der Sonnenstrahlen und durch Phosphorescenz[52b] dar, welch letztere Erscheinung Greely als vielleicht von einer Aufspeicherung des Mondlichtes herrührend anführt[48i]. Unserer Ansicht nach ist das sehr leicht möglich auf einer salzhaltigen Schneedecke, da Natron ganz vorzüglich die Eigenschaft der Phosphorescenz zeigt.

Die bedeutend bessere Schallfortpflanzung in der Arktis findet man oft bemerkt, die zum Teil den, durch die Scheedecke gebotenen geringen Hindernissen im Gegensatz zu der oft von Wäldern und anderen Vegetationsflächen unterbrochenen Oberfläche in wärmeren Gegenden zuzuschreiben ist.

Digitized by Google

QUELLEN.

1. Dr. A. v. Middendorfs Reise in den äufsersten Norden und Osten Sibiriens. [a] I. Tab. [b] S. 31; [c] S. 28; [d] S. 39; [e] S. 37 u. 49; [f] S. 9 u. 17; [g] IV1 S. 81; [h] S. 405; [i] S. 385; [k] S. 384; [l] S. 387; [m] Anhang V; [n] S. 410; [o] S. 399; [p] S. 410 Anm.; [q] IV S. 430; [r] S. 434; [s] S. 430, 436; [t] S. 441; [u] S. 683; [v] S. 608, 680. [w] S. 429.
2. Reise des kais.-russ. Flottenlieutenants Ferd. v. Wrangel längs der Nordküste von Sibirien und auf dem Eismeere in den Jahren 1820—24. [a] II. Tab.; [b] I. S. 352; [c] S. 354; [d] II, S. 47; [e] S. 115, 134, 95. 104; [f] S. 124, 352; [g] S. 81, 208; [h] I. S. 199; [i] II. S. 58; [k] S. 251; [l] I. S. 305; [m] II. S. 100; [n] I. S. 302; [o] II. S. 82; [p] II. S. 86; [q] S. 94; [t] S. 300.
3. Wissenschaftliche Ergebnisse der Vega-Expedition. [a] S. 400.
4. Beiträge zur Kenntnis des russischen Reiches und der angrenzenden Länder Asiens. 3. F. [a] III. S. 197; [b] S. 197, 214 u. 216; [c] S. 376; [d] S. 330, 204; [e] S. 193; [f] S. 329; [g] S. 427.
5. Annalen der Hydrographie. [a] 1886 S. 175; [b] 1884 S. 251; [c] 1888 S. 243; [d] S. 249; [e] S. 241; [f] 1884 S. 249.
6. Zeitschrift der öst. Ges. für Meteorologie. [a] XVIII. S. 475; [b] S. 15[illegible]; [c] XIX. S. 152; [d] V. S. 45; [e] VI. S. 45; [f] XVIII. S. 446; [g] S. 197; [h] XX. S. 221; [i] XVIII. S. 441; [k] XII. S. 384; [l] XVI. S. 197; [m] IV. S. 352; [n] XVIII. S. 171; [o] VI. S. 45; [p] IV. S. 441; [q] XIV. S. 102; [r] IX. S. 235; [s] XI. S. 123; [t] XIX. S. 190; [u] XVI. S. 201; [v] XIII. S. 276; [w] XIV. S. 180; [x] XVI. S. 483; [z] XIX. S. 201; [aa] XI. S. 17; [bb] IV. S. 319.
7. Das Ausland. [a] 1884 S. 196, [b] 1846 S. 722; [c] 1879 S. 426; [d] 1882. S. 459.
8. Petermanns „Geogr. Mitteilungen". [a] 1874 S. 163; [b] 1874 S. 175; [c] 1874 S. 171; [d] S. 175, 172; [e] 1876 S. 209; [f] 1861 S. 292; [g] Erg. XVII. S. 11; [h] 1873 S. 313; [i] 1874 S. 169; [k] Erg. VIII. S. 12; [l] 1870 S. 251; [m] 1869 S. 205; [n] 1867 S. 190; [o] 1870 S. 254; [p] 1877 S. 86; [q] 1873 S. 257; [r] Erg. IV. S. 57; [s] 1855 S. 102; [t] 1870 S. 252; [u] Erg. XVIII. S. 11; [v] 1878 S. 146; [w] Erg. XVII. S. 13; [x] 1871 S. 183; [y] S. 125; [z] Erg. V. S. 73; [aa] 1875 S. 259; [bb] S. 77; [cc] 1863 S. 26; [dd] 1871 S. 190, 401. 219; [ee] 1855 S. 60; [ff] S. 101; [gg] 1883 S. 133; [hh] 1871 S. 124; [ii] 1861 S. 51; [kk] 1878 S. 230; [ll] Erg. XVII. S. 56; [mm] 1867 S. 187.

Digitized by Google

9. Berichte der Polarstationen.
10. Hann, Handbuch der Klimatologie. a S. 720; b S. 748; c S. 726; d S. 521; e S. 719; f S. 498; g S. 522; h S. 721.
11. Die zweite deutsche Nordpolfahrt in den Jahren 1869 u. 1870 unter Führung des Kapt. K. Koldewey. a II[2] S. 630; b S. 578: c S. 634; d S. 595; e S. 579; f S. 377; g S. 270.
12. Reisen nach dem Nordpolarmeer in den Jahren 1870 u. 1871 von M. Th. v. Heuglin. a II S. 236 u. 272; b S. 410; c S. 248.
13. Wissenschaftliche Ergebnisse der ersten deutschen Nordfahrt von 1868. a S. 20.
14. Grönland von Anton v. Etzel. a S. 570 u. 162; b S. 566; c S. 162; d S. 565; e S. 135; f S. 155; g S. 123; h S. 154; i S. 127; k S. 571.
15. Danish Greenland. Its people and its products by Dr. Henry Rink. a S. 377; b S. 63; c S. 62; d S. 62; e S. 66; f S. 49.
17. Scientific results of the United States arctic expedition. Steamer Polaris. C. F. Hall. a I. Tab.
18. Arctic expedition 1875 u. 76. Journals and proceedings of the arctic expedition 1875—1876 under the command of captain Sir George S. Nares. a S. 46; b S. 83; c S. 232; d S. 59; e S. 62; f S. 124; g S. 14; h S. 55; i S. 58; k S. 13.
19. Report of the proceedings of the United States Expedition to Lady Franklin Bay, Grinnell-Land by Adolphus W. Greely. a II. S. 412; b S. 368; c S. 442; d Tab.; e S. 211.
20. Narrative of the arctic land expedition in the years 1833—35 by Capt. Back. a Tab.
21. Meteorologische Zeitschrift. a S. 326; b 1890 S. 13; c S. 5; d IV. S. 289; e S. 405; f 1889 S. 52; g 1890 S. 4.
22. Voyage of the Prince Albert, in search of Sir John Franklin by Lieut. W. Parker Snow. a. S. 144.
23. Report of the cruise of the U. S. revenue steamer Thomas Corvin in the Arctic Ocean 1881 by Capt. C. L. Hooper. a S. 86 u. 88; b S. 89; c S. 20; d S. 13.
24. Narrative of the second arctic expedition made by Charles F. Hall. a S. 479; b S. 483, 493, 516; c S. 504.
25. The U. S. Grinnell Expedition in search of Sir John Franklin. A personal narrative by Elisha Kent Kane a Tab.; b S. 298; c S. 108; d S. 511, 535; e 324.
26. Journal of a voyage for the discovery of a North-West-Passage from the Atlantic to the Pacific 1819—20 by Capt. W. Parry. a S. 28; b S. 140; c S. 131; d S. 168; e S. 125.
27. Journal of a second voyage for the discovery of a North-West-Passage from the Atlantic to the Pacific; performed in the years 1821—23 in His Majesty's Ships Fury and Hecla under the orders of Capt. W. Parry. a S. 5; b S. 217; c S. 50 u. 320; d S. 219; e S. 444; f S. 107; g S. 484; h S. 200; i S. 225; k S. 213, 225.
28. Meteorology zu John Rofss zweiter Entdeckungsreise nach dem Nordpol. a S. 5; b S. 8; c S. 34, d S. 21; e S. 13; f S. 13, 25.
29. Contributions to our knowledge of the meteorology of the Arctic Regions. a II. S. 85; b III. S. 311; c II. S. 249.
30. The last of the arctic voyages under the command of Capt. Sir. Edw. Belcher, in search of Sir John Franklin during the years 1852—54. a II. Tab.; b S. 271; c S. 103; d S. 157; e I. S. 240.

Digitized by Google

31. The land of the midnight sun: Summer and winter journeys through Sweden, Norway, Lapland and Northern Finland by Paul B. du Chaillu. a II. S, 140.
32. William Scoresby des Jüngern Tagebuch einer Reise auf den Walfischfang, verbunden mit Untersuchungen und Entdeckungen an der Ostküste von Grönland im Sommer 1822. a S. 95; b S. 97; c S. 102; d S. 280; e S. 201; f S. 316; g S. 96.
33. A narrative of the discovery of the fate of Sir John Franklin and his companions by Capt. M'Clintock. a S. 57; b S. 40; c S. 203; d S. 121.
34. Die amerikanische Nordpol-Expedition von Emil Bessels. a S. 125; b S. 307.
35. Die Krystallisation des Eises von Dr. Schumacher. a S. 78; b S. 75; c S. 112: d S. 113; e S. 123; f S. 79.
36. Die österreich-ungarische Nordpolexpedition in den Jahren 1872—74 von Julius Payer. a S. 169; b S. 417; c S. 189; d S. 210; e S. 170; f S. 374; g S. 117; i S. 22 Einl.; k S. 269, 270; l S. 342.
37. „Unter Tungusen und Jakuten." Ergebnisse und Erlebnisse der Olenék-Expedition der kaiserl. russ. geogr. Ges. in St. Petersburg 1873/74 von Ferdinand Müller. a S. 204; b S. 28; c S. 313; d S. 64 u. 319; e S. 91, 95, 144; f S. 174 g S. 65; h S. 63; i S. 42.
38. Klimatographische Übersicht der Erde von A. Mühry. a S. 570; b S. 517; c S. 548; d S. 587; e S. 39; f Suppl. S. 42; g S. 544; h Suppl. S. 22; i S. 575; k S. 571.
39. Narrative of a voyage to the Polar Sea during 1875—76 by Capt. Sir George S. Nares. a I. S. 153; b S. 35; c S. 221; d S. 273; e II. S. 63.
40. The open Polar Sea by Dr. J. J. Hayes. a S. 194; b S. 399; c S. 217; d S. 218.
41. Narrative of an expedition in H. M. Ship Terror on the arctic shores in the years 1836—37 by Capt. Back. a S. 337; b S. 368; c S. 344.
42. Reise nach dem Nordosten des europäischen Rufsland von Al. G. Schrenk. a. S. 150 u. 255; b S. 138; c S. 322; d S. 258.
43. Narrative of an attempt to reach the North Pole by Capt. W. E. Parry a S. 181; b S. 48; c S. 120, 86, 184; d S. 37.
44. Die zweite Entdeckungsreise des Capt. John Rofs nach den Gegenden des Nordpols und sein Aufenthalt daselbst während der Jahre 1829—33 a II. S. 164; b S. 378, 428; c I. S. 200; d S. 432; e S. 410; f II. S. 192. (d und e aus Heinzelmann, Weltkunde.)
45. Verhandl. der Ges. f. Erdk. zu Berlin. a XII. S. 293.
46. Narrative of the North Polar Expedition. U. S. ship Polaris. Capt. Ch. F. Hall by Rear-Admiral C. H. Davis. a S. 483.
47. The official report of the Recent Arctic Expedition by Capt. Sir George S. Nares. a S. 33; b S. 41; c S. 22, 83
48. Drei Jahre im hohen Norden. Die Lady-Franklin-Bai-Expedition in den Jahren 1881—84 von A. W. Greely a S. 102; b S 110; c S. 252, 244; d S. 132; e S. 169; f S. 40, 147, 230, 249; g S. 309, h S. 296; i S. 95.
49. Ein Winter in Lappland u. Schweden von A. de Capell Brooke a II. S. 140; b S. 155, 194.
50. Die schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bären-Eiland ausgeführt in den Jahren 1861, 64 u. 68 unter der Leitung von O. Torell und A. E. Nordenskiöld. a S. 107; b S. 27; c S. 503; d Karte; e S. 560.

Digitized by Google

51. R. M'Cormick, voyages of discovery in the Arctic and Antarctic seas and round the world; being personal narratives of attempts to reach the North and South poles.
52. Journal d'un voyage aux mers polaires par J. R. Bellot. a S. 388; b S. 177.
53. Reise an die Küste des Polarmeeres in den Jahren 1819—22 von John Franklin. a S. 176, 392; b S. 290.
54. Zweite Reise des Capt. John Franklin an die Küsten des Polarmeeres in den Jahren 1825—27. a S. 94; b S. 76.
55. Narrative of the discoveries on the Nord Coast of America by Thomas Simpson. a S. 72; b S. 381; c S. 224.
56. Journal of H. M. S. Entreprise on the Expedition in search of Sir John Franklin's ships by Behring Streat 1850—55 by Capt. Richard Collinson. a S. 259; b S. 178; c S. 373.
57. A personal narrative of the discovery of the „North-West-Passage" by Alex. Armstrong, late surgeon and naturalist of H. M. S. Investigator. a S. 336, 530; b S. 105.
58. Die Schneedecke besonders in deutschen Gebirgen von Prof. Dr. Friedrich Ratzel. a S. 197; 198; b S. 203; c S. 199; d S. 194; e S. 264.
59. Die Umsegelung Asiens und Europas auf der Vega von A. E. v. Nordenskiöld. a I. S. 411; b S. 428; c S. 298; d II. S. 187; e S. 220; f I. S. 293; g I. S. 64; h II. S. 40; i II. S. 64; k I. S. 382.
60. Denkwürdigkeiten einer Reise nach dem russ. Amerika, nach Mikronesien und durch Kamtschatka von F. H. v. Kittlitz. a I. S. 291.
61. Arctic searching expedition by Sir John Richardson. a I. S. 290; b II. S. 213; c S. 214; d S. 254; e 104, 212; f S. 215.
62. Reisetagebuch des Missionärs Joh. Aug. Miertsching, welcher als Dolmetscher die Nordpolexpedition zur Aufsuchung Sir John Franklins auf dem Schiffe Investigator begleitete. In den Jahren 1850—54. a S. 121, 156; b S. 125; c S. 81, 118, 177.
63. The discovery of the North-West-Passage by H. M. S. „Investigator". Capt. M'Clure. a S. 111; b S. 79; c S. 163, 180.
64. Beechey, Reise nach dem Stillen Ocean und der Behringsstrafse 1825—28. a II. S. 355; b I. S. 377.
65. Nordische Reise von Bayard Taylor. a S. 152.
66. Gaea. a 1884 S. 218; b III. S. 427; c XXIII. S. 605; d X. S. 563.
67. Grönland. Seine Eiswüsten im Innern und seine Ostküste von A. E. Nordenskiöld. a S. 143; b S. 144.
68. „Die Erde" von Dr. Ule. a I. S. 151.
69. Arktische Fahrten und Entdeckungen der zweiten Grinnell-Expedition zur Aufsuchung Sir John Franklins in den Jahren 1853, 54 und 55 unter Dr. E. K. Kane. a S. 131; b S. 154; c S. 157; d S. 158; e S. 132.
70. A voyage of discovery in H. M. S. Isabella and Alexander for the purpose of exploring Baffins Bay and enquiring into the probability of a North-West-Passage by John Rofs. a I. S. 192.
71. The great frozen sea, a personal narrative of the voyage of the „Alert" during the arctic expedition of 1875—76 by Capt. Albert Hastings Markham. a S. 55; b S. 380.
72. Tschermacks „Mineralogische und Petrographische Mitteilungen". a III. 1881 S. 517.

Digitized by Google

73. Die Doppelinsel Nowaja Semlja von Hugo Toeppen. a S. 93.
74. Third voyage for the discovery of a North-West-Passage by Capt. W. Parry a S. 61; b S. 88.
75. Globus. a XXI. S. 79; b XXXII. S. 1.
76. Narrative of the "Jeannette" by Lieut. Danenhower. a S. 14.
77. Norwegen und seine Gletscher von J. D. Forbes. a S. 79; b S. 179; c S. 182; d S. 189; e S. 75; f S. 188; g S. 190; h S. 72; i S. 176.
78. Die Vegetation der Erde nach ihren klimatischen Anordnungen von A. Grisebach. a I. S. 16; b S. 17; c G. 55; d S. 31.
79. Der Einfluſs einer Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter. Von Al. Woeikof. a S. 48; b S. 17; c S. 104; d S. 2.
80. Arctic exploration by E. K. Kane. a S. 30.
81. Die historische Entwicklung des Begriffs der Schneegrenze von Fr. Klengel. a S. 9.
82. Handbuch der Gletscherkunde von Dr. A. Heim. a S. 18.
83. Lehrbuch der Geophysik und physikalischen Geographie von Dr. Günther. a II. S. 534.
84. Island. Seine Bewohner, Landesbildung und vulkanische Natur von G. G. Winkler. a S. 10.
85. Journal of a voyage to the Northern Walefishery by Scoresby. a S. 163.

Digitized by Google

III.

DER EINFLUSS DES TREIBEISES AUF DIE BODENGESTALT DER POLARGEBIETE.

VON

GEORG HARTMANN, Dr. ph.,
SEKONDLIEUTENANT UND BATAILLONSADJUTANT IM DRITTEN K. S. INFANTERIE-REGIMENT NR. 102 „PRINZREGENT LUITPOLD VON BAYERN".

Digitized by Google

Digitized by Google

EINLEITUNG.

„Allenthalben an der Oberfläche der Erde tritt uns ein ewiger Wechsel der Dinge, überall Zerstörung und Neubildung entgegen, nicht bloſs in der lebenden, sondern auch in der toten Natur. Die Kräfte, welche diese stete Änderung bedingen und aus deren Wechselwirkung die gesamte Gestaltung der Erdoberfläche hervorgegangen ist, sind zurückzuführen auf die gegenseitigen Einwirkungen der verschiedenen Glieder des Erdganzen aufeinander“ [1]. Diese Glieder treten uns auf der Erde in vier Hauptformen entgegen: der Atmosphäre, Hydrosphäre, Lithosphäre und der organischen Welt. Eine der wesentlichsten Aufgaben der heutigen Geographie ist es, die Gesamtsumme der Erscheinungen, wie sie sich täglich unseren Augen darbieten, nach ihren Ursachen zu gliedern und die Wirkungsart jeder der genannten vier Erscheinungsformen zu erkennen. Eine jede derselben setzt zu ihrer Existenz gewisse Bedingungen voraus, die zuletzt physikalischer und chemischer Natur sind. Hat man diese Bedingungen einmal erkannt, dann kann man auch, wenigstens im allgemeinen, die Gesichtspunkte aufstellen, nach denen sich ihre Wirkungen gliedern lassen. In dieser Weise wollen wir das Treibeis in seiner Entstehung aus dem Meerwasser und seinen Übergang zum Wasser zurück betrachten und hieraus allgemein einen Schluſs auf seine Wirkungsweise ziehen.

Bei 0° C. besitzt das Wasser als normales Süſswasser die Eigenschaft, in festen Eiskrystallen sich auszuscheiden. Infolge einer mechanisch eingeschlossenen Beimengung friert das Meerwasser erst

---

[1] Hann-Hochstetter-Pokorny I, S. 325.

Digitized by Google

bei — 2,2° bis — 2,3° C. Angesichts dieses Überganges aus dem flüssigen in den festen Aggregatszustand drängt sich vom Standpunkt der Mechanik sofort der Schluſs auf, daſs mit einer Änderung des Aggregatzustandes auch eine solche der mechanischen Leistungsfähigkeit verbunden ist. Es müssen sich sonach mechanische Wirkungen erkennen lassen, die sich als specifische Treibeiswirkungen ergeben.

An dieser Stelle sei, ehe wir in den Betrachtungen über die Wirkungen des Treibeises fortfahren, vorher eine Definition des Wortes „Treibeis" gegeben. Verstehen wir darunter alles auf dem Meere sich bildende und alles daselbst treibende Eis, also auch das von Gletschern herrührende, ferner das auf den groſsen in das nordische Eismeer mündenden Flüssen sich bildende und ins Meer hinaustreibende Eis, so begegnen wir in den Polargegenden folgenden Hauptformen des „Treibeises": Dem „Grundeis" in manchen Flüssen und vor allem in seichten Meeresteilen, ferner einem im Winter fast alle Küsten der polaren Landgebiete umsäumenden „Eisfuſs", der im Sommer an vielen Stellen verschwindet, ferner dem eigentlich „treibenden Eis", das sich dem Polarreisenden in allen Stufen der Gröſse von der Form kleiner unschuldiger Schollen an bis zu den formidabelsten Hummockmassen und den mächtigsten Eisbergen darbietet. Das treibende Eis wird also im Meere schwimmend angetroffen und hat deshalb zwischen seiner Basis und dem Meeresboden einen gewissen Spielraum nötig. Wo das Schwimmen nicht mehr möglich ist, stranden die treibenden Massen; und als „gestrandetes Eis" ruft das Treibeis Erscheinungen hervor, die sich von den Wirkungen des Eisfuſses und Grundeises nicht wesentlich unterscheiden, andererseits auch den Wirkungen des treibenden Eises in mancher Beziehung ähnlich sind. Daſs das Wasser, als Transportmittel betrachtet, durch seine eisbildende Eigenschaft sich in Form des Treibeises ein sehr bequemes Instrument zum Transportieren schwerer Lasten verschafft, liegt klar auf der Hand.

Im allgemeinen können wir die mechanischen Wirkungen des Treibeises vom praktischen Standpunkte aus als Zerstörungserscheinungen und Neubildungen unterscheiden. In dem Abschnitt, welcher die Gruppe der letzteren behandeln soll, wird die Transportationsthätigkeit des Treibeises eine groſse Rolle spielen. Es wird sich aber noch eine Anzahl von Erscheinungen zusammenstellen lassen, ebenfalls mechanischen Charakters, die sich jedoch weder in die eine, noch in die andere der oben unterschiedenen Gruppen einordnen lassen. Wir wollen sie deshalb in einem dritten Teile besonders behandeln.

Digitized by Google

Bei dem Übergang von Wasser zu Eis oder umgekehrt zeigt sich nun nicht blofs ein für die Mechanik bedeutungsvoller Wechsel, vielmehr sind auch grofse Veränderungen in thermischer Beziehung mit diesem Wechsel verbunden. Ein „Gebundenwerden" oder „Freiwerden" von Wärme bedingt hier das Auftreten einer Summe von Erscheinungen, die als „thermische Wirkungen des Treibeises" aufgefafst werden können. Wenn nämlich sich abkühlendes Wasser den Gefrierpunkt erreicht, nimmt seine Temperatur nicht weiter ab, sondern verharrt solange auf einer und derselben Höhe, bis es sich in Eis verwandelt hat. Derselbe Vorgang spielt sich vice versa ab, wenn sich erwärmendes Eis durch den Schmelzpunkt hindurch bewegt. Man kann hierbei „von einer Wirkung des Treibeises" eigentlich nicht sprechen. Diese thermischen Erscheinungen sind eigentlich nur Begleiterscheinungen, und zwar „thermische Vorgänge bei der Bildung des Eises". Wenn man aber den Begriff „Wirkung" allgemeiner fafst, wenn man eine Folgeerscheinung, welche eine andere Erscheinung zur Bedingung hat, zu dieser Erscheinung in das Verhältnis wie Wirkung zur Ursache setzt, so kann man wohl mit Recht die thermischen Erscheinungen als Folgeerscheinungen der Eisbildung „thermische Wirkungen der Eisbildung", oder schlechthin „thermische Wirkungen des Treibeises" nennen.

Ob noch andere Wirkungen aufser den mechanischen und thermischen existieren, die sich als nachweisbar und mefsbar nachweisen lassen, hat die Erfahrung bisher noch nicht gelehrt. Vielleicht gründen sich auf den chemischen Umwandlungsprozefs, der mit der Eisbildung Hand in Hand geht, Erscheinungen, die sich als specifisch chemische Treibeiswirkungen bezeichnen lassen. Über diese chemische Veränderung beim Gefrieren des Meerwassers sagt v. Richthofen: „Im Augenblicke des Frierens werden die Salze gröfstenteils ausgeschieden, ein Teil von ihnen (wesentlich Sulfate) bleibt im Eise bestehen, ein anderer Teil (wesentlich Chlorüre) wird ihm als konzentrierte Sohle beigemengt; der gröfste Teil geht in das Meer." Die Berechtigung, chemische Wirkungen des Treibeises anzunehmen, geht aus diesen Worten hervor. Inwieweit ferner das Treibeis an gewissen optischen und magnetischen Erscheinungen beteiligt ist, haben wissenschaftliche Beobachtungen noch nicht gelehrt. Man hat noch nicht einmal nachzuweisen vermocht, dafs überhaupt Änderungen in den magnetischen und elektrischen Verhältnissen der Polargegenden durch deren Eisbedeckung hervorgerufen werden. Wieviel weniger Berechtigung hat man daher, die Frage aufzustellen, „inwieweit" das Treibeis oder besser die Eisbedeckung der Polargebiete die magnetischen und elek-

Digitized by Google

trischen Zustände der letzteren alterniert. Dafs es aber derartige Wirkungen giebt, und dafs es die Wissenschaft dazu bringen wird, solche Wirkungen nachzuweisen, ist wohl kaum zu bezweifeln. Nur bei James Clark Rofs findet sich einmal eine Stelle, wo Treibeis und Magnetismus in Beziehung gesetzt werden.

Es wird wohl noch eine geraume Zeit vergehen, ehe man eine umfassende Antwort auf die Frage geben kann: welche Erscheinungen ruft das Treibeis während seines Entstehens, während seines Daseins und bei seinem Vergehen hervor? Wie anders würde die Polarwelt aussehen, wenn das Wasser nicht die Eigenschaft besäfse, bei 0°, sondern erst bei einer noch lange nicht erreichten Kältetemperatur zu gefrieren. Weder Gletscher, noch Meereis, weder Schnee, noch Eisnebel würde es geben. Es würden auch eine Menge von Begleiterscheinungen nicht vorhanden sein, die die eisbildende Eigenschaft des Wassers zur Voraussetzung haben. Diese Erscheinungen in ihrer Gesamtheit zu erkennen, hatte ich mir ursprünglich als Ziel der vorliegenden Arbeit gesteckt. Es ist mir aber nur in Bezug auf die mechanischen Wirkungen und auch hier nur zum Teil gelungen.

I.

DIE DURCH DAS TREIBEIS HERVORGERUFENEN ZERSTÖRUNGSERSCHEINUNGEN.

1. DAS TREIBEIS ALS EISFUSS UND GRUNDEIS.

In der polaren Herbstzeit, wenn die mittlere tägliche Temperatur wieder auf den Gefrierpunkt herabgesunken ist, geht besonders an den Küsten, und zwar hier wieder an den geschützteren Stellen, die Eisbildung vor sich. Der mehr oder weniger durchwässerte Meeresboden entlang der Küste bedeckt sich mit einer Eiskruste, die nicht blofs über dem Boden liegt, sondern ein inniges Gemenge von Erdreich und Eis ist. In derselben Weise durchdringt eine solche Eisdecke den Küstenboden in dem Spielraum der höchsten und niedrigsten Tidenbewegung. Im Laufe des Winters nimmt die Grundeisdecke wie auch der Eisfufs an Mächtigkeit zu. Wenn sich nun das Eis unter die Temperatur seines Dichtigkeitsmaximums abkühlt, fängt es

Digitized by Google

an, sich wieder auszudehnen, und im Sommer, wenn sich die Sonnenwärme wieder geltend macht, findet eine allmähliche Kontraktion statt, die nach v. Fritsch bei -4° bis $-3{,}5^{\circ}$ C, nach Hann bei -5° bis -4° ihr Maximum erreicht. Schon diese Veränderungen in der molekularen Beschaffenheit werden an der Berührungsfläche mit dem Küstenboden Erosionserscheinungen, wenn auch in geringem Maſse, hervorrufen. Zahlreiche Sprünge und Klüfte durchziehen das Eis, dieselben füllen sich mit Wasser, und je weiter der Sommer vorschreitet, um so mehr wird sich der Eisfuſs und das Grundeis verringern. An den Stellen, wo es sich nicht mehr am Boden festzuhalten vermag, wird es durch die Brandungswelle oder Tidenbewegung losgerissen. Dort, wo die Adhäsion zwischen dem Eis und dem Land stärker ist, als die Kohäsion der einzelnen Bestandteile des Küstenbodens, reiſst das Eis erdige Bestandteile mit ab, und so erscheint es mit Trümmern seiner ehemaligen Unterlage versehen als treibendes Eis auf dem Meere, von dessen Strömungen es mit fortgeführt wird. Eine das eben Gesagte bestätigende Beobachtung machte John Franklin[1] an den Ufern des Mackenzieflusses auf seiner Reise an die Küsten des Polarmeeres. Er schreibt: „Der Weg war sehr mühselig, da das Eis groſse Stücke vom Ufer mit fortgerissen hatte und der Boden so weich war, daſs die am Seile ziehenden Leute bei jedem Schritt bis an die Kniee einsanken.“ Bei De la Bêche-Dieffenbach[2] lesen wir ferner: „Forchhammer erwähnt ein schönes Beispiel von der Fortführung eines Felsblocks durch Küsteneis in Dänemark, der 4—5 Tonnen schwer war und an dem Ufer während des Winters 1844 in Eis eingeschlossen und im folgenden Frühjahre mit dem Eis ins Meer geführt wurde und bei der Bewegung eine tiefe Furche in dem sandigen Thon des Ufers zurückliefs, die 6 Monate nachher noch nicht ganz obliteriert war (Bullet. géol. 1848).“ Über die erodierende Thätigkeit des Eisfuſses und Grundeises an der Nordküste des Nordostlandes (Spitzbergen) sagt Nordenskiöld[3]: „Der Eisfuſs, welcher der Sommerhitze solange widersteht und wie ein weiſser Gürtel noch die Küste umgiebt, wenn auf den Höhen längst der Schnee weggethaut ist, war jetzt endlich geschmolzen und hatte an den Stellen, wo der Strand aus Sand und Kies besteht, merkwürdige Spuren hinterlassen. Überall nämlich

[1] Zweite Reise des Kapt. John Franklin an die Küsten des Polarmeeres in den Jahren 1825, 26, 27. S. 104.

[2] De la Bêche. Vorschule der Geologie, bearbeitet von Dieffenbach, 1853. S. 223, 224.

[3] Nordenskiölds Nordpolarreisen. S. 70.

Digitized by Google

zeigten sich in dem Kies konische Vertiefungen von 4—6 Fuſs Durchmesser, die ohne Zweifel von dem abgelösten, durch Thauwetter und Flut weggetragenen Eise herrührten, das groſse Steine aus dem Boden gehoben und mitgeführt hatte." Hierher läſst sich vielleicht auch eine Erscheinung rechnen, die Dr. Boas[1] an den Küsten des Baffin-Landes beobachtete, die allerdings mehr auf der Thätigkeit der Ebbe und Flut beruht, bei der aber der Eisfuſs mit im Spiele ist. An den engen Eingängen weiter Becken, besonders an Fjordeingängen, wo eine heftige Ebbe und Flutströmung auf die Bildung eines Eisfuſses hemmend wirkt und eine feste Eisdecke über den Fjord überhaupt nicht entstehen läſst, entstehen Löcher im Eise, in denen das Wasser in eine wirbelnde Bewegung gerät, und in denen Steine umhergewirbelt werden. Dr. Boas sagt darüber: „In groſser Zahl sollen sie in den Fjorden der Hudsonstraſse vorkommen. In dem oberen Teile der Frobisherbai und im Cumberlandsund an der Westküste nehmen sie die engen Straſsen zwischen den Inseln ein und erscheinen in groſser Zahl in dem Inselgewirre an der Küste nördlich der Frobisherbai. An der Ostküste hört diese Erscheinung mit dem Zurücktreten der Inselbildung auf. Mit dem Augenblicke, in dem wir das Gebiet der hohen Fluten und starken Strömung verlassen, hören die Flutlöcher ganz auf. Diese Flutlöcher befördern das Aufbrechen des Eises im Sommer."

Es möge an dieser Stelle noch eine ähnliche Bildung, welche Chydenius, ein Begleiter Nordenskiölds, auf der Footinsel in der Nähe der Treurenbergbai (Spitzbergen) beobachtet hat, Erwähnung finden, von der ich allerdings keinen ursächlichen Zusammenhang mit der Thätigkeit des Eisfuſses angeben kann, die aber infolge ihrer groſsen Übereinstimmung mit den von Boas beobachteten Erscheinungen Interesse verdient. Nordenskiöld[2] schreibt darüber: „Auf der Südseite der Footinsel fand Chydenius eine Grotte, welche die Wogen in dem Kalksteine gebildet hatten, indem das Wasser durch eine beinahe kreisrunde Öffnung von etwa 6 Fuſs Durchmesser hinein- und herausströmte. In ihrem Innern befand sich eine topfartige Aushöhlung, also eine sogenannte Jättegryta, ungefähr 6 Fuſs unter der Oberfläche des Wassers."

Jenes innige Verwachsen des Eisfuſses und Grundeises mit der Unterlage wird oft nicht allein durch das „Hineinfrieren" des Wassers geschehen, welches wieder eine Durchsickerung des Bodens voraussetzt, sondern es wird äuſserer Druck andrängenden Treibeises,

---

[1] Peterm. Geogr. Mitt. Erg. B. XVII. S. 8.

[2] Die schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bären-Eyland. S. 239.

Digitized by Google

der oft eine ganze kolossale Stärke erreichen kann, ein wesentlicher Faktor in diesem Vermischungsprozefs sein. So fand Parry[1] westlich von Kap Providence (74° 22′ Br., 112° 48′ w. L.) „die ungeheuren Eismassen des Strandes geradezu in den Boden hineingerammt". Oft aber vermögen sich diese festgerammten Eismassen nur solange in dem zähen Thon oder Schlamm des Bodens festzuhalten, und nur solange vermag die Elasticität der Unterlage und der Auftrieb des Wassers auf das specifisch leichtere Eis nicht wirksam zu werden, als der Druck von oben nachhält. Verschwinden aber die oberen zeitweilig gestrandeten Massen, dann steigt der gepreſste Grundeisblock mit grofser Vehemenz empor, die Spuren einer nicht unbeträchtlichen Zerstörung des Bodens an sich tragend. Parry war einmal Zeuge eines solchen Schauspiels und wäre dabei beinahe mit seinem Fahrzeuge in Gefahr gekommen. Er schreibt[2]: „Eine grofse Eismasse fiel auf das Landeis (er befand sich damals an der Ostküste der Melville-H.-Insel 66° 50′ 40″ Br., 81° 51′ 12″ w. L.) und ein „Kalb", welches darunter lag, stieg, nachdem es sein darüberliegendes Gewicht verloren hatte, mit bedeutender Gewalt empor, so dafs die „Fury" beinahe gefährdet war."

An Stellen, wo eine Tidenbewegung die Ausdehnung des Eisfufses in Form einer Eisdecke über die Meeresfläche hin gestattet, wie es in geschützten Baien oft der Fall ist, kann während des Sommertauens, wo sich das Wasser in zahlreichen Strömen und Bächen vom Lande her ins Meer ergiefst und die Eisdecke noch geschlossen liegt, eine Stauung des Wassers in der Bai stattfinden, was durch eine besonders hierzu günstige Küstenkonfiguration und Bodenbeschaffenheit noch mehr erhöht werden kann. Dann ist es möglich, dafs die komprimierte Wassermasse, wenn ihr Druck auf die Eisdecke gröfser wird, als deren Kohäsion, explosionsartig ihren Mantel durchbricht und dessen Teile hoch empor nach allen Richtungen wegschleudert. Mit der Zerstörung des Eisfufses und der Eisdecke wird meist auch eine Zerrüttung der zunächst liegenden Küstenteile stattfinden. Es können Steine und Felsstücke mit emporgeschleudert und an den Stellen, wo diese Wurfgeschosse niederfallen, können ebenfalls zerstörende Wirkungen hervorgerufen werden. Einen solchen Fall beobachtete Parry[3] in der Nähe seines Winterquartiers bei Igloolik in der Fury-Heklastrafse. Er schildert denselben folgendermafsen: „Zwischen zwei Punkten, die

[1] Parry, II, S. 108.
[2] Ebenda, IV, S. 29.
[3] Ebenda, IV, S. 254.

Digitized by Google

den Eingang der kleinen Bucht (Quilliam Greek) bildeten, sahen wir einen hohen Eiswall sich von einer Küste zur gegenüberliegenden ausdehnen und fanden bei unserer Annäherung, dafs durch eine aufsergewöhnliche Erschütterung die Scholle auseinandergeborsten und jene immensen Massen Eis nach jeder Richtung geworfen hatte. Mehrere Blöcke, 8 bis 9 Fufs dick und viele Ellen im Durchmesser, lagen auf dem ebenen soliden Felde, die alle aus einem verhältnismäfsig kleinen Loche herausgeworfen worden waren. Diese Sprengung war durch angestautes Wasser hervorgerufen, das in Strömen unter dem Eise in die Bucht floſs und sich dort jedenfalls angesammelt hatte. Um sich ein Urteil zu bilden über die Stärke dieser Kraft, möge hier nur gesagt sein, dafs mehrere Eismassen, über 8 Fuls hoch und 40 Fufs im Umfang, 500 Ellen weit weggeschleudert waren."

Es sei in diesem Abschnitte, der die Wirkungen des Treibeises als Eisfufs und Grundeis behandeln soll, noch auf die anscheinend geringfügige Zerstörungsarbeit aufmerksam gemacht, die an der Berührungsfläche des Eises mit dem Erdboden oder Felsenboden bei den Kontraktionen des ersteren stattfindet. Lieutenant Lockwood[1] von der Greely-Expedition fand Sprünge im Eisfufs von 2 m Breite, bei denen allerdings auch die Tidenbewegung mitgewirkt haben dürfte. Immerhin wird aber am Boden eine erodierende Thätigkeit des sich kontrahierenden Eises zu konstatieren sein, die von ganz ähnlicher Art ist, wie sie in einem späteren Abschnitt noch ausführlicher betrachtet werden wird.

2. DIE ERODIERENDE THÄTIGKEIT TREIBENDEN EISES UND DIE DADURCH HERVORGERUFENEN ZERSTÖRUNGS-ERSCHEINUNGEN.

Die Wirkung einer bewegten Eismasse wird einerseits von ihrer Massigkeit und ihrem Bewegungsmoment, andererseits von der Masse des sich entgegenstellenden Objektes und dessen Widerstandskraft abhängen. Es werden also grofse Eismassen, in schneller Bewegung befindlich, entsprechend grofse Wirkungen hervorrufen, zumal wenn das Material, gegen welches das Eis stöfst, von loser Beschaffenheit ist. Unter allen Umständen wird die Thätigkeit des bewegten Eises eine zerstörende sein, wenn man das Aufheben von Molekularwirkungen eine solche nennen will, denn überall wird das bewegte Eis Veränderungen hervorrufen, die zuletzt auf eine Zerstörung molekularer

[1] Greely-Expedition. Report. 1882, S. 187.

Digitized by Google

Anziehung hinauslaufen. Im grofsen und ganzen werden sich diese Wirkungen aber nicht immer als reine Zerstörungserscheinungen darbieten. Man möchte eher sagen, dafs die Wirkung des Eises in manchen Fällen keine zerstörende, vernichtende, sondern eine „aufbauende", „neubildende" gewesen ist. Betrachten wir zunächst die eigentlichen Zerstörungserscheinungen.

So unschuldig die ruhig auf der See hinschwimmenden Treibeisschollen erscheinen, und so gering ihre zerstörende Wirkung scheinen möchte, ein so gewaltiges und furchtbares Werkzeug vermag es für die Sturz- und Brandungswelle oder für die durch Sturm aufgewühlten Wogen des Meeres zu werden. Die treffende Schilderung Hahns von den Zerstörungswellen und Sturzseen, wie sie die Trümmer selbst als Werkzeuge bei ihrem Vernichtungswerke verwenden, läfst sich beinahe ganz auf die Treibeismassen als Werkzeuge des Meeres anwenden. Hahn[1] sagt in seinen „Inselstudien": „Die Wellen wirken nicht nur dadurch zerrüttend auf das Küstengestein, dafs sie die einzelnen Schichten durchfeuchten und bereits von den atmosphärischen Kräften lose gemachte und mit Spalten durchzogene Massen zum Stürzen bringen, sondern sie schlagen Breschen in die Klippenwände mit den eigenen Trümmern derselben, die sie als Wurfgeschosse benutzen. Die Wellen wälzen Gesteinsbruchstücke der verschiedensten Gröfse gegen die Ufer: bald sind es Sandkörner und Geröllbrocken, von denen jedes einzelne nur eine geringe Wirkung ausübt, die aber in ihrer Gesamtheit doch den Fels angreifen, ritzen und aushöhlen; bald sind es Felsblöcke von solcher Gröfse, dafs man sie für erratische halten möchte, wüfste man nicht genau, dafs sie durch Erosion erst vor kurzem von den Klippen losgetrennt wurden. Ist der Sturm heftig und sind zahlreiche gröfsere Blöcke vorhanden, so kann man mit Geikie wohl von einer Artillerie des Meeres reden, durch welche auch die härtesten Felsen einer Küstenlinie zuletzt völlig weggefegt werden. Die Vermutung F. v. Richthofens, dafs die von der Brandung bewegten Felsfragmente Gletscherschliffen ähnliche Schrammen auf der Unterlage und aneinander hervorbringen können, wird durch die mehrfache Erwähnung glattpolierter Streifen der Klippen, welche sich bei Geikie findet, noch wahrscheinlicher gemacht." Ein anschauliches Bild der wilden Kraft der von einem hohen Seegang umhergeworfenen Eismassen entrollt einmal John Rofs[2]: „Wer keinen nördlichen Ocean im Winter gesehen hat, wer, mufs ich vielmehr sagen, ihn

[1] Hahn, Inselstudien, S. 131.

[2] John Rofs, Zweite Entdeckungsreise 1829—33, I, S. 174.

Digitized by Google

nicht in einem Wintersturme gesehen hat, bei dem macht das Wort Eis nur die Erinnerung an das rege, was er auf dem Landsee oder Kanale sah, kann ihm aber keine Vorstellung von dem geben, was ein Schiffer in den Nordpolargegenden zu sehen und zu fühlen bestimmt ist. Jedoch er mag sich vorstellen, dafs Eis ein Stein sei, ein schwimmender Felsen im Strom, ein Vorgebirge, eine Insel, wenn es festsitzt, und nicht minder solid, als wäre es ein Land von Granit. Dann mag er sich womöglich denken, dafs diese krystallenen Berge von einer schnellen Flut durch eine enge Strafse gejagt und wie Berge in Bewegung gesetzt werden, mit Donnergebrüll zusammentreffen, wie einer von den Klippen des anderen grofse Stücke abstöfst, oder sie sich gegenseitig zertrümmern, bis sie endlich ihr gegenseitiges Gleichgewicht verlieren und sich kopfüber stürzen, dafs das Meer in Wogen darüber emporgehoben wird und sich zu Wirbeln bildet." Ähnlich schildert der Missionar Miertsching[1], der den Kapitän Mac Clure auf seiner Nordpolarfahrt zur Auffindung Franklins als Dolmetscher begleitete, in seinem Tagebuche ein solch „furchtbar schönes" Schauspiel des nordischen Meeres in der Prince of Wales-Strafse: „Interessant, aber zugleich Entsetzen erregend ist es anzusehen, wie die grofsen schweren Eisblöcke von den durch die Strömung zusammengeschobenen Eismassen umhergeworfen werden. Stücke von mehr als 1000 Centner Gewicht werden hoch aufeinander geschoben und stürzen sodann mit donnerähnlichem Gekrach zusammen. Furchtbar ist es, wie diese Schollen an das Schiff anstofsen, so dafs es durch und durch erzittert. Eine an der Schiffsseite angenagelte Kupfertafel von 36 Zoll Länge wurde von dem Eise in unzähligen Falten zusammengerollt. Eisstücke von 32 Kubikfufs rollten wie Würfel hin und her. Ein jeder stand da und sah staunend zu." Ferdinand v. Wrangel[2] war ebenfalls Zeuge einer solchen Scene, als er sich an der Nordküste Sibiriens auf dem schweren Eise befand. „Das Meer," schreibt er, „sprengte unvermutet im Frühling seine Fesseln. Grofse Eisfelder erhoben sich, wurden aneinander geschleudert und dann wieder emporgehoben. Wie mit leichten Brettern spielte das zürnende Element, und dazu das Brausen der dazwischen rollenden Wogen, das donnerähnliche Krachen des Eises! Ein schrecklicher Orkan trieb haushohe Eisfelder wie Federbälle gegen einander." Es möge noch eine kurze Schilderung von der furchtbaren Macht bewegter Eismassen folgen, welche Koldewey

[1] Reisetagebuch des Missionars Miertsching 1850—54, S. 89.

[2] Wrangel, Fahrten und Abenteuer auf der Reise von Petersburg nach der Nordostküste Sibiriens etc., S. 229.

Digitized by Google

in seinem Bericht von der ersten deutschen Nordpolarfahrt gegeben hat. Das Kap Torrell hatte er vor dem Ausbruch eines schweren Ungewitters vollkommen eisfrei gefunden; „jetzt hatten sich," schreibt er, „die grofsen Blöcke mehr als 20 Fufs hoch wild übereinander geworfen und teilweise tief in den Sand eingebohrt. Der Andrang der Massen mufste furchtbar gewesen sein, und obgleich wir die Gewalt des Eises, wenn es in Bewegung ist, schon vielfach während der Reise kennen gelernt haben, so standen wir doch hier staunend vor diesen neuen Beweisen einer ungeheuren Naturkraft." Kapitän Phips[1] berichtet, dafs auf seiner Nordpolarreise Treibeis ihm den grofsen Anker und bald darauf auch den Ankerstock des Pflichtankers zerbrochen habe, kleine Beweise von der Kraft bewegter Eismassen. Karl Weyprecht[2] entrollt uns ebenfalls ein Bild von der Macht treibender Eismassen. Die österreich-ungarische Nordpolexpedition befand sich auf einer Eisscholle in unmittelbarer Nähe des Franz-Josefslandes in geschützter Lage. „Südliche Winde brachten uns," schreibt Weyprecht, „hier und da Nachricht von den Vorgängen auf den Riffen und bei den gestrandeten Eisbergen, gegen welche die treibende Masse des Packes anstürmte; aus weiter Ferne trugen sie uns das Donnern und Krachen der dort zur Vernichtung gebrachten Eismassen zu und erhöhten in uns das wohlthuende Gefühl der Sicherheit und der glücklich bestandenen Gefahr."

Betrachten wir nun die umgestaltenden Wirkungen des Treibeises nach ihren Äufserungsformen.

a. Zerstörungserscheinungen, hervorgerufen durch geworfene oder geschleuderte Eismassen.

Es wird sich in diesem Falle kaum ein charakteristisches Kennzeichen angeben lassen, welches diese Erscheinungen zu einer gemeinsamen Gruppe verbände. Dafs die Wirkungen geschleuderter Eismassen von ganz gewaltiger Gröfse sein können, beweisen die Schilderungen der Polarfahrer. Greely[3] findet es einmal rätselhaft, „wie Schollenberge (floebergs) von 9 m Höhe über dem Meerespiegel und 30 m Länge und Breite über den Eisfufs geworfen werden können". Dr. Pavy, ein Mitglied der Grinnell-Expedition, fand auf einer Wanderung an

[1] Phips, Reise nach dem Nordpol 1773. Bern 1777, S. 59. 60.
[2] Karl Weyprecht, Metamorphosen des Polareises, S. 115.
[3] Greely, Report on the Proceedings etc. 1882, S. 168.

Digitized by Google

der Küste des Grinnell-Landes „den Eisfufs schmal, aufgebrochen, an vielen Stellen durch die schweren Trümmerstücke von Schollenbergen zerstört, die augenscheinlich durch die letzten Stürme auf die Küste geworfen worden waren." Osborn[1] berichtet von der Westküste des Banks-Landes, dafs hier die M'Clure'sche Expedition Gelegenheit hatte, zu sehen, wie Massen von 30 bis 40 Fufs Dicke hoch auf die Küste emporgeworfen wurden und sich übereinander türmten. Ein gewaltiger Packeisstrom trieb hier entlang der Küste.

Im Sommer, wenn sich das Eis infolge der Erwärmung rasch ausdehnt, kommt es infolge des verschiedenen elastischen Verhaltens seiner Teilchen oft vor, dafs grofse Hummockberge zerspringen und ihre Teile weit auseinanderschleudern. Lockwood[2] beobachtete einmal, wie ein 4,5 m hoher Schollenberg in zwei Stücke zersprang, eine grofse Bewegung im Wasser verursachte, so dafs sich eine kleine Tidenbewegung erhob. Günther[3] beschreibt die Zerstörung von Eisbergen ganz allgemein folgendermafsen: „Die Vernichtung geht vom Innern aus; das Gletschereis ist nämlich voll von Spalten und kleinen Höhlungen, in denen das Schmelzwasser sich sammelt, und da dasselbe beim Gefrieren sich ausdehnt, so erfolgt bald da, bald dort eine kleine Sprengwirkung, bis schliefslich der ganze Eisberg oft mit furchtbarem Krachen selbst wieder kalbt und in das Meer versinkt."

b. Schleifende und polierende Thätigkeit des Treibeises. Schrammenbildung.

An allen vorspringenden Punkten einer Felsenküste, deren Steilheit keinen Eisfufs entstehen läfst, zumal wenn heftige Dünung, hoher Tidengang und schwere Brandung hinzukommen, wird das an der Küste hintreibende Eis Spuren eines gewaltsamen Vorübertreibens hinterlassen. Führt eine mäfsige Strömung das Eis an solchen Punkten vorüber, so wird dasselbe anstofsen, zum Teil selbst abbröckeln, aber auch Teilchen des Felsens losbrechen. Kapitän Markham[4] schildert einmal, als er eben das steile Kap „Frederick VII" (Grant-Ld.) passiert hatte, wie zwei Minuten nachher eine Eisscholle mit der hohen steilen Seite des Kaps in Berührung kam, sich an demselben zerschellte, und wie sich Hummock auf Hummock durch die unwider-

[1] Osborn, Mc Clures Discovery of the North West Passage. 3. edit., S. 214.
[2] Greely, S. 370.
[3] Günther, Lehrbuch der Geophysik, II, S. 434.
[4] Captain Markham, The great frozen Sea, S. 132.

Digitized by Google

stehliche Kraft des äufseren Druckes türmte. Im Laufe der Zeit durch ein kontinuierliches Vorübertreiben von Eis werden endlich in der Höhe des Meeresniveaus bei niedrigen Schollen am Felsen Schrammen und Ritzen entstehen, die sich sogar rinnenartig erweitern können. So erzählt Nares[1] von solchen Bildungen an den Küstenfelsen vom Kap Union: „Hier wurde die Küste steiler und nichts war vorhanden, um das Polarpackeis von der senkrechten Fläche des Aufsenwalles abzuhalten, welche poliert und horizontal gefurcht war durch das reibende und schleifende Eis während vorhergegangener Zeiträume."

Diese schleifende und polierende Thätigkeit wird sich im Winter, wo eine ungleich gröfsere Eismasse den Ocean bedeckt, erhöhen. Besonders in engen Straſsen, wie dem Robeson- und Kennedy-Kanal, dem Smith-Sund, der Prince of Wales- und Fury-Hekla-Straſse, ferner an den vom Eise schwer bedrängten Küsten des Banks-Landes, überhaupt der Inseln des Parry-Archipels, an der ganzen Ostküste Grönlands u. s. w. werden die felsigen Teile, von allen Seiten vom Eise bedrängt und gepreſst, Zeichen dieser gewaltsamen Umarmung tragen. Alle hervorragenden Spitzen werden geradezu abgescheuert und abgeschliffen. Jene Küstenfelsen erhalten dadurch eine glattpolierte Oberfläche in der Höhe des Meeresniveaus. Dort, wo riesige Pressungen das Eis an der Küste emportürmen, wird sich diese schleifende Thätigkeit an höheren Küstenpunkten erkennen lassen. Leider haben frühere Polarreisende auf die Thätigkeit des Treibeises kein Gewicht gelegt und niemals Beobachtungen oder nähere Untersuchungen solcher mit Eis im Kontakt gewesenen Küsten angestellt. Liest man bei John Franklin[2] einmal von einer „Bucht, deren Ufer aus Kalksteinschichten bestehen, welche sich schräg ins Wasser senken und an denen durch den Druck dahinter befindlicher Massen Eisschollen hinaufgeschoben waren", so kann man sich nicht des Schlusses erwehren, daſs dieser Kalksteinboden Zeichen des Schleifens der über ihn hingleitenden Eismassen tragen müſste. Zu der Pressung kommt noch die Tidenbewegung, die das Eis in senkrechter Richtung arbeiten läſst. Sie führt es an den Felsenwänden der Küste auf und nieder, während die bei zunehmender Kälte wachsende Ausdehnung das Eis in horizontaler Richtung gegen die Küstenwände preſst. Dieses Abschleifen und Polieren wird sich besonders auch an jenen Küsten geltend machen, wo treibendes Eis nicht genug Spielraum zwischen

[1] Nares, Narrative of a voyage to the Polar Sea, II, S. 115.

[2] Zweite Reise des Kapitän John Franklin an den Küsten des Polarmeeres, S. 271. Nordamerikanische Küste: 68° 53′ n. Br., 116° 50′ w. L.

Digitized by Google

seiner unteren Fläche und dem Meeresboden hat. Sein ihm vom Winde oder der Strömung erteiltes Bewegungsmoment führt es über die Untiefen hinweg, wenn deren Höhe und Widerstandskraft das Eis nicht zum Stranden bringen. Handelt es sich bei den oben erwähnten Küstenvorsprüngen um horizontal sich erstreckende Hindernisse, welche sich der Eisbewegung entgegenstellen, so sind die Untiefen solcher vertikaler Art und eine geneigte Küstenebene wird das Mittel zwischen diesen Lagen darstellen. In jedem Falle wird sich nun die schleifende und abnagende Wirkung des treibendes Eises an diesen Hindernissen erkennen lassen, und sie wird auch in jedem Falle dieselbe sein: zunächst Schrammen- und Furchenbildung, im Laufe langer Zeiträume Abrundung.

Dafs bei einer derartigen Wirkung treibenden Eises an den Küsten der polaren Landgebiete an allen bedrohten Stellen an keine Vegetationsbildung zu denken ist, liegt klar auf der Hand, und an anderen Orten, wo im allgemeinen das Treibeis seine zerstörende Thätigkeit nicht ausüben kann, finden wir dagegen die üppigste Vegetation im Meere und eine nach polaren Verhältnissen reiche Vegetation am Strande. Es sei damit aber nicht gesagt, dafs das Treibeis allein diese Gegensätze hervorruft. Mögen aber auch andere, vielleicht mächtigere Ursachen dieselben bedingen, so ist doch unstreitig dem Treibeis ein gewisser Anteil an dieser Naturerscheinung zuzusprechen. Mit seiner in geologischer Hinsicht wichtigen Erosionsthätigkeit verbindet es also zugleich eine solche, die auch in botanischer Beziehung Beachtung verdient. An vielen Orten, wo nur bei aufsergewöhnlichen Fällen das Treibeis diese Thätigkeit entfalten kann, wo sich also, wenn man sagen will, durchschnittlich eine Vegetation bilden kann, zeigen sich in diesen aufsergewöhnlichen Fällen die verheerenden Wirkungen des Treibeises um so deutlicher.

Zur Illustration des Gesagten mögen hier die Beobachtungen einiger Polarreisenden an manchen Küstengegenden der Polargebiete Erwähnung finden. Von den Küsten der Littleton-Insel und Kap Hatherton sagt Kane, „dafs kaum eine Spur von Pflanzenleben an den nackten, vom Eis gescheuerten Felsen zu erkennen war". Ein Beispiel der schleifenden und die Vegetation vernichtenden Wirkung treibender Eisberge finden wir bei Bessels[1]. Von der Küste zwischen Tessuissak und Upernivik berichtet er: „An mehreren Klippen, die senkrecht nach dem Meere abfallen, durchsetzten die dunkle Flechtenkruste, die den Fels bedeckte, in einer Höhe von 20—30 Fufs über

[1] Bessels, Die amerikanische Nordpolexpedition, I, S. 93.

Digitized by Google

dem Meeresspiegel nahezu horizontal verlaufende Bänder, die jeglicher Vegetation entbehrten. Ihre Breite wechselte zwischen einem halben Zoll und einem Fuſs, und wenn wir uns nicht sehr täuschen, hatten vorbeistreifende Eisberge die Flechtendecke entfernt. Die bloſsgelegten Stellen schienen kaum älter zu sein, als wenige Jahre; vielleicht rührten sie selbst von dem letzten Eisgange her, denn nur einzelne Pflanzen hatten begonnen, ihre Neubildungen über die Ränder der kahlen Stellen zu decken. Sind treibende Eisberge mit Geröll beladen, oder befinden sich Gesteinsmassen eingebettet, die über die Fläche des Eises hervorragen, die mit dem Fels in Berührung kommt, so können auf ähnliche Weise leicht gletscherschliffartige Rillen von geringer Tiefe entstehen." Das Südufer der Clavering-Insel beschreibt Koldewey [1] folgendermaſsen: „Bis ins Meer hinein lagen hier mächtige Felsblöcke neben- und übereinander und boten durch ihre von Wasser und Eis glatt gescheuerte Oberfläche, an welcher keine Schnecke kroch und von der keine Alge herabhing, das charakteristische tote Bild des arktischen Strandes dar." Bei Keilhau [2] lesen wir über die Meeresvegetation an den Küsten von Stans Foreland (Spitzbergen) ähnliches: „Überall, wo er Gelegenheit fand, in der See zu suchen, war die Vegetation entweder ganz vernichtet, oder wenigstens zum Teil vom Treibeis behindert, welches sich immerfort an den Küsten reibt; er fand deshalb im ganzen nur 3 Arten von Seegras an Stans Foreland, am Südkap Spitzbergens erhielt er gar keine, was gleichfalls auf der Bäreninsel der Fall gewesen war." Dasselbe Bild bot sich Heuglin [3] im Hafen von Whales-Point dar, und ähnliches lesen wir in der Beschreibung der schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bären-Eiland von der Küste von Green-Harbour. John Franklin [4], welcher auf seiner zweiten Reise die Flaxmans-Insel (70° 11′ n. Br., 145° 50′ w. L.) an der Küste des nordamerikanischen Festlandes besuchte, fand, „daſs in einer ihrer Schluchten ein Stück vom Ufer von einem Eisblock fortgerissen war". De la Bêche-Dieffenbach [5] erzählt uns von „Friktionsstreifen, welche durch Indiehöhepressen von Eis auf die Küste und zwar entweder auf nacktem Fels, oder auf Küsteneis entstehen. Das Eis drängt dann Geschiebe und Gerölle vor sich her und streift und zeichnet den Boden". In demselben Werke lesen wir über die Thätigkeit von

[1] Die zweite deutsche Nordpolarfahrt, I, S. 609.
[2] Geograph. M. L. B. IV, S. 58.
[3] Heuglin, I, 229.
[4] Zweite Reise des Kapitän John Franklin an die Küste des Polarmeeres, S. 171.
[5] De la Bêche-Dieffenbach, Vorschule der Geologie, 1853, S. 222.

Digitized by Google

Küsteneis in Meeren mit Ebbe und Flut: „Bewegung des Eises in Ästuarien und jenen langen Meeresarmen und des Küsteneises, welches von der Flut rückwärts und vorwärts getragen wird und Gerölle und Gesteinstrümmer so umfafst, dafs sie gegen die nackten Felsen reiben, mufs ein wirksames Werkzeug für das Streifen und Furchen solcher nackten Gesteine sein, und diese Zeichen sind auch bei Klippen nicht leicht entfernbar." Parry[1] erzählt einmal, wie die abschleifende Thätigkeit des Eises die Bildung von Untiefen verhindert. „So vollkommen frei ist hier die ganze Küste (Melville-Insel, Südküste), dafs es mir oft als nicht unwahrscheinlich vorgekommen ist, dafs die jährliche Bewegung grofser und schwerer Eismassen bis zu einem gewissen Grade die Anhäufung sandiger Untiefen verhindert, wo lokale Umstände sie in anderer Weise hervorrufen könnten." Im übrigen fand er den Strand so flach, dafs in einer Entfernung von 200 Yards von der Küste nur 7—10 Faden Tiefe vorhanden waren. Die Thätigkeit des Treibeises erstreckte sich eben nur so tief, als es der Tiefgang desselben erlaubte. Nordenskiöld[2] vergleicht diese Eisthätigkeit mit der einer Baggermaschine. Dieselbe Erscheinung einer gleichmäfsigen Meerestiefe ohne Untiefen beobachtete er in der Umgebung der Beli-Ostrow-Insel. „Aufserhalb derselben", sagt er, „ist das Meer gleichmäfsig tief, aber so seicht, dafs man in einer Entfernung von 20—30 km vom Strande nur eine Wassertiefe von 7—9 m hat. Nach den Mitteilungen des Kapitän Schwanenberg soll man jedoch unmittelbar am nördlichen Strande noch eine Tiefe von 3—4 m haben. Ein ähnliches Verhältnis, d. h. eine gleichmäfsige Tiefe, welche bereits nahe am Strande 4—10 m beträgt, sich aber nur langsam vermehrt und über weite Flächen unverändert hält, ist in den arktischen Gegenden ganz gewöhnlich und beruht auf dem Eisbaggerwerk, welches dort beinahe das ganze Jahr hindurch im Gange ist. Wrangel berichtet von einer auf diesem Eisbaggerwerk beruhenden Erscheinung, nämlich von der Abrasion einer Insel durch Treibeis. Wir finden diese Thatsache von Parrot in dem von ihm herausgegebenen Werke „Wrangel, Physikalische Beobachtungen im Eismeere 1821—23" verzeichnet und lesen darin folgendes: „Die Insel Diomida, die auf der Scheleurischen Karte östlich vom Heiligen Kap angezeigt ist, und ehemals vom festen Lande durch eine Meerenge getrennt war, durch welche dieser Seefahrer schiffte, ist nicht mehr vorhanden, und man setzt voraus, dafs die Meerenge festes

[1] Parry, II, S. 99.
[2] Nordenskiöld, Die Fahrt der Vega, S. 162.

Digitized by Google

Land geworden sei. Es ist aber diese Voraussetzung unrichtig, sondern es hat das Treibeis diese kleine Insel zerstört, allmählich rasiert, und ihre Trümmer mögen die Durchfahrt ausgefüllt und am festen Lande sich angesetzt haben."

Beispiele für Abrundung und Glätten des Küstengesteins liefern die Jackson-Insel[1] (nach Parry 73° 36' n. Br., 89° w. L.), deren Küste mit gerundeten Kalksteinen bedeckt ist, an einzelnen Stellen die Küsten des Baffin-Landes[2] im Cumberland-Sund, deren Granithügel nach Dr. Boas eine sanft gerundete Gestalt zeigen, ferner die Norman-Lockyer Insel[3], deren Gipfel an der ganzen Oberfläche des exponierten Felsens von Eisschrammen durchfurcht ist, und zwar in einer nordsüdlichen Richtung, nämlich in der Richtung der Eisbewegung; ein anderes hierher gehöriges Beisiel bietet Kap Rawson[4]. Von demselben berichtet Nares folgendes: „Während ich mit Mr. Pullen nahe bei Kap Rawson spazieren ging, bemerkten wir, dafs die Seeseite des Kaps bis zu einer Höhe von 200 Fufs über dem gegenwärtigen Meeresspiegel durch den Druck der Eismassen glatt gerieben worden war. Dafs der Felsen während einer so langen Periode, wie sie verflossen sein mufste, während sich das Land bis zu der erwähnten Höhe erhob, so scharf gekerbt und geschrammt blieb, ist besonders bemerkenswert." Sie läfst ungefähr einen Schlufs zu auf die Kraft treibender Eismassen, wenn sie über Felsen hinwegschleifen oder auf ihnen stranden. Nares mafs einen bei Kap Rawson gestrandeten Schollenberg und fand ihn 120 Fufs lang, 105 Fufs breit und 80 Fufs hoch, wovon der über das Meeresniveau reichende höchste Teil 63 Fufs betrug. Sein Gewicht schätzte Nares auf 25000 Tonnen, und dabei war dieser noch keineswegs der gröfste. — Jene auf der Erosionsthätigkeit des Eises beruhenden Erscheinungen lassen, da sie sich nur in der unmittelbaren Nähe des Meeresspiegels haben abspielen können, überall da, wo sie über dem Meeresspiegel angetroffen werden, auf eine säkulare Bodenerhebung schliefsen, und sie haben in dieser Beziehung der Theorie über Küstenerhebungen und Senkungen bereits wesentliche Dienste geleistet. — In den Reiseberichten Koldeweys[5] von der zweiten deutschen Nordpolarfahrt finden wir folgende Beispiele erodierender Treibeisthätigkeit: „Die Felsen der

---

[1] Parry, I, S. 78.
[2] Pet. Geogr. Mitt. Erg. B. XVII, S. 50.
[3] Nares, I, S. 85.
[4] Ebenda I, S. 276.
[5] Die zweite deutsche Nordpolarfahrt, I, S. 122, 124.

Digitized by Google

Kutek-Insel müssen oft mit dem aus Norden herantreibenden Eise in harter Berührung gewesen sein; manche Stellen liefsen deutlich erkennen, dafs sie vom Eise abgeschliffen und platt gekämmt waren. Auf vielen Klippen, die zum Teil von der Flut bedeckt werden, lagen die blau schillernden Trümmer von darüber geschobenen und darauf zerschellten Eisschollen"; ferner: „Die Klippen unmittelbar unter Kap Kaningesekasik sind vollkommen rund gewaschen; sie liegen wie riesige Eisbrecher da, glatt und abgeschliffen nach allen Seiten. Dünung und Eis haben hier ihre Wirkung gethan. Diese kuppel- und domförmigen Klippen trafen wir nun fortwährend auf unserer Küstenfahrt, sie liegen zu Tausenden um das Festland zerstreut, ein steinerner Zaun zur Abwehr des Eises." Als drittes Beispiel ist in dem eben citierten Werke Kap Hamburg[1] angegeben, „dessen unterer Felssaum vom Eise abgeschliffen ist". Die Küstenfelsen der St. Johnsbai (Spitzbergen)[2] sind ebenfalls hierher zu rechnen. Sie bestehen aus „einem grobkörnigen Konglomerat von rundgeschliffenen Quarzitstücken". Auch an der Küste Novaja Semljas sind Beobachtungen einer schleifenden Thätigkeit gemacht worden, die allerdings nicht direkt als eine solche des Treibeises erkannt worden ist. Die „platte und niedrige" Ostküste dieser Insel beschreibt Pachtussow[3] wie folgt: „Von Kap Menschikow bis zum Flufs Kasakow dacht sich das Ufer in leiser Neigung zum Meeresspiegel ab. Es wird von zerkleinertem Schiefer gebildet; die einzelnen Schieferstücke sind am Strande durch die anschlagenden Wogen eiförmig abgeschliffen worden." Sowohl die Art des Schliffes, als auch das Vorkommen an einer von schwerem Eise hart bedrängten Küste läfst es als unzweifelhaft erscheinen, dafs hier das Treibeis, wenn auch nicht allein thätig, so doch mit im Spiele gewesen ist. Übrigens ist es ja nie allein die arbeitende Kraft des Eises, sondern in den meisten Fällen wirkt Eis und Wasser gemeinschaftlich. Während das erstere vermöge seiner Festigkeit und Härte, die im Winter mit der des widerstandsfähigsten Felsens wetteifern kann, die schwierigeren Partieen der Zerstörungsarbeit übernimmt, räumt das Wasser einmal den entstandenen Schutt und Schlamm beiseite, durchfeuchtet ferner das Zerstörungsobjekt und bereitet so der Thätigkeit des Eises gewissermafsen den Boden vor, beteiligt sich endlich selbst an dem Vernichtungswerke, indem es besonders die weicheren Teile des Küstensaumes herausnagt. An dieser Stelle sei einer Notiz,

---

[1] Die zweite deutsche Nordplarfahrt, I, 122, 124.

[2] Die schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bären-Eiland.

[3] Pet. Geogr. Mitt. E. B. V, S. 58.

Digitized by Google

die ich Herrn Geheimrat Prof. Dr. Zirkel verdanke, Raum gegeben, nach welcher Sartorius von Waltershausen[1] die isländischen Felsenschrammen nicht durch Gletscher, sondern durch Treibeis erklärt.

Diese Eisthätigkeit erinnert in vielfacher Beziehung an die Wirksamkeit der Gletscher. In der That unterscheiden sich die durch ihre Arbeit hervorgerufenen Erscheinungen nicht wesentlich von einander. Daher kommt es vielleicht auch, dafs man vielfach Erosionserscheinungen auf das Konto der Gletscherthätigkeit setzt, die vielleicht eher dem Treibeis ihre Entstehung verdanken, zumal wenn säkulare Hebungen das Feld der Thätigkeit der direkten Einwirkung des Meeres entzogen haben, und dafs die Diskussion: Ob Drift-, ob Gletscherwirkung? so lange nicht zum Ende kommen konnte. Besonders sind die durch gestrandete Eismassen hervorgerufenen Erscheinungen von denen der Gletscher fast gar nicht zu unterscheiden. Sie sitzen nicht fest und unbeweglich auf dem Boden, sondern arbeiten in der Richtung der Strömung langsam und stetig vorwärts und bedienen sich oft bei ihrer Polierthätigkeit eingeschlossener Steine, die sie, an ihrer unteren Fläche festhaltend, auf dem Meeresboden arbeiten lassen. So fand Nares[2] an den Grundflächen der Hummocks, die am südlichen Ende einer kleinen Insel in Blackcliff-Bai (Nordküste des Grinnell-Landes) gestrandet waren, harte Kalksteinknollen durch die Einwirkung des Eises gerundet und mit Rillen und Kratzern versehen vor und sagt: „An sehr flachen Küsten, wo die Tiden zurücktreten, schleifen die Hummocks das darunter liegende Material bis zu einer gewissen Lage ab und verursachen einen eigentümlichen, besonderen Ton, der aus dem Kratzen eingeschlossener Steine auf dem felsigen Boden darunter oder bisweilen von dem Reiben auf anderen Steinen des Gerölles herkommt.“ Vielleicht ist hier auch der richtige Platz des Faktums Erwähnung zu thun, das sich in Etzels[3] Beschreibung von Grönland findet, dafs „bei Kikertarsoak verschiedene merkwürdige Rollsteine sich fanden, die auf den schwimmenden Eisfeldern lagen“. Die grofsartigste Thätigkeit in dieser Beziehung entwickeln gestrandete Eisberge. Von ihrer phänomenalen Gröfse und Masse kann man sich kaum einen Begriff machen, noch weniger von dem Drucke, den solche Eiskolosse auf ihre Unterlage ausüben. John Rofs fand auf seiner zweiten Entdeckungsreise an die Küste des Boothia-Landes

---

[1] Sartorius v. Waltershausen, Physich-geographische Skizze von Island, 1847, S. 13.

[2] Nares, II, S. 343.

[3] Etzel, Grönland, S. 647.

Digitized by Google

Eisberge, die in 50 Faden Wassertiefe festsafsen; Dr. Boas berichtet von Miliakdjuin an der Küste des Baffin-Landes von einem ungeheuren Eiskolofs, der nach seiner Schätzung 15—20 m Höhe, 13 km Länge, 6 km Breite besafs und gestrandet war. 70° 26′ n. Br., 54° 51′ w. L. traf Rofs auf seiner zweiten Reise 700 gestrandete Eisberge, von denen einige in einem 150 Faden tiefen Wasser safsen. Im Südpolarmeere, wo die Eisberge eine weit gröfsere Verbreitung haben, als im nordischen Eismeere, spielen sie in Bezug auf die Küstenbeeinflussung eine noch hervorragendere Rolle, als in letzterem. Es bekommt die nordasiatische Küste und der westliche Teil der nordamerikanischen Gestade mit Einschlufs des gröfsten Teiles des Parry-Archipels überhaupt keinen Eisberg zu Gesicht. Hier ist das Meereis unumschränkter Gebieter.

Bei Berücksichtigung des der Gletscherthätigkeit sehr ähnlichen Schleifwerks treibenden Meereises wird man in vielen Fällen, wo man Felsenrillen und -Furchen antrifft, eher geneigt sein, Treibeiserosion als Ursache anzunehmen, als die Thätigkeit prähistorischer Gletscher, zumal wenn säkulare Bodenerhebungen den Ort der früheren Erosionsthätigkeit dem Meeresrande entrückt haben können. So giebt Lockwood[1] von dem St. Patrick-Valley, einem kleinen ins Meer mündenden Thale des Grinnell-Landes folgende Schilderung: „Indem wir das trockene Bett aufwärts gingen, passierten wir einen engen Hohlweg, der 9 m breit, 15—30 m hoch war, und dessen Seiten an vielen Stellen vertikal waren. Er zeigt die Gletscherthätigkeit einer vergangenen Zeit, indem die felsigen Wände tief gefurcht waren.“ Hier dürfte vielleicht die Gletschererosion eher durch die des Treibeises ersetzt werden, da in diesem Thale wie überhaupt im ganzen nördlichen Grinnell-Lande kein Gletscher vorhanden ist, und das Grinnell-Land nachgewiesenermafsen im Aufsteigen begriffen ist.

c. Aufwühlende Thätigkeit des Treibeises.

In welcher mannigfachen, oft sonderbaren Weise das Eis seine Thätigkeit des Zerstörens entfaltet, können wir in fast jedem gröfseren Reisebericht einer Polarfahrt lesen. Bald wirkt es wie ein Geschofs durch seine Stofskraft, bald wie ein Hebel oder eine Baggermaschine, bald wie ein Polierwerk, bald wie ein Keil, der seine Fesseln in horizontaler Richtung zu zersprengen sucht. Gestrandete Eismassen finden wir oft in rollender und pendelnder Weise ihr Schleifwerk verrichten. Taut nämlich im Sommer von

[1] Greely, S. 133.

Digitized by Google

dem oberen Teile einer gestrandeten Masse derjenige Teil weg, dessen Gewicht nothwendig war, um die Masse auf dem Grunde festzuhalten, also die Wirkung des Auftriebes aufzuheben, dann steigt dieselbe nach den Gesetzen der Physik empor. Dieses „Sichheben" oder „Losmachen" von der Unterlage wird zunächst allmählich vor sich gehen. Die Berührungsfläche mit dem Grunde wird immer kleiner, sie kann achsenförmig werden und zuletzt nur einen Punkt darstellen. Die gemeinsame Thätigkeit der Strömung der Tiden und der Dünung, dazu vielleicht auch diejenige des Windes bringt eine fortwährende Bewegung der Eismasse hervor, die in dem Maſse zunimmt, als sich der Block vom Boden loslöst. Zunächst wird er sich nur wenden und drehen und der Richtung der bewegenden Einflüsse folgen wollen. Bald tritt ein Schwanken, Schaukeln, Oscillieren ein; endlich vermag er sich schon ganz um seinen Stützpunkt zu drehen, und nunmehr genügt ein starker Wogenschwall, um ihn von seiner Fessel gänzlich zu befreien. — Oft spielt sich dieser Vorgang auch anders ab. Da ein gestrandeter Block während des Sommers nicht gleichmäſsig, d. h. auf allen Seiten abtaut und zwar an jedem Punkte seiner Oberfläche in demselben Verhältnis zu dessen Entfernung vom Schwerpunkt der ganzen Masse, da jedenfalls die Südseite eines nordischen Blockes mehr abtauen wird als die Nordseite und die vorspringenden Ecken und Kanten wieder mehr als glatte Stellen, so muſs eine Änderung in der Schwerpunktslage eintreten. Fällt der Schwerpunkt über den Bereich der Basis hinaus, so wird nach dieser Richtung eine Bewegung der Masse stattfinden, die erst wieder ihr Ende erreicht, wenn der Schwerpunkt über der Unterstützungsfläche liegt. Diese Bewegungsart wird in den meisten Fällen nicht bloſs ein einfaches Umkippen, sondern infolge anderer auf den Block wirkender Kräfte, besonders derjenigen des Wassers mehr ein „Herumwälzen" sein, was bis zum völligen „Überdrehen" oder „Kopfüberstürzen" gehen kann. Infolgedessen findet durch den Block geradezu ein „Aufwühlen" des Meeresbodens statt, und wir können neben die schleifende Thätigkeit eine aufwühlende des treibenden Eises hinstellen. Wird sich die erstere meist nur in dem wirklich schwimmenden Zustande des Eises abspielen, so können wir die zweite mehr als diejenige gestrandeten Eises bezeichnen. Das Zerstörungsbild der letzteren kann wieder das mannigfaltigste Aussehen haben. Zumeist wird sich wohl kaum eine die aufwühlende Thätigkeit besonders charakterisierende Form erkennen lassen. Der zerwühlte Meeresgrund deutet nur auf die furchtbare Kraft, die hier gehaust hat. Manchmal werden trichterartige Löcher in den Schlamm oder Sand

Digitized by Google

des Bodens gedreht, Felsenstücke und Steine herausgerissen, an anderen Stellen durch die Wucht des niederfallenden Kolosses in den Boden hineingepreſst und festgerammt. Oft wird der Untergrund, wenn er felsig ist, zerschlagen und zersplittert, und die so geschaffenen Ritze und Spalten bilden für das eindringende Wasser neue Angriffspunkte bei seiner erodierenden Thätigkeit. Das geringe specifische Gewicht und die groſse Härte machen das Eis zu einer furchtbaren Waffe der Meereswogen, die sie mit spielender Leichtigkeit zu führen vermögen.

De la Beche[1] schreibt darüber: „Wenn die Eisberge nahe am Ufer oder auf Schlamm oder Sandbänke stranden, so werden sie sehr den unter ihnen liegenden Detritus umwühlen können, besonders wenn sie von den Wellen nach einem heftigen Sturme oder durch das Fallen und Steigen der Gezeiten bewegt werden. Das heftige Stoſsen solcher ungeheuren Massen, wie einige von diesen Eisbergen sind, wird groſse Unordnung in den ruhig stattgehabten Ablagerungen hervorbringen, und an manchen Orten werden Blöcke und Gesteinsstücke mit Grand, Sand und Thon und regelmäſsig durch die Thätigkeit einer solchen Kraft gemischt werden, und es können sonderbare Vermischungen und Biegungen einer früher geschichteten Struktur hervorgebracht werden.“ Nares[2] schildert einmal diese aufwühlende Thätigkeit von Eisbergen, wie er sie in der Disko-Bai an der grönländischen Westküste beobachtet hatte, mit folgenden Worten: „Indem sich das Gleichgewicht der Eisberge änderte, rollten sie rückwärts und vorwärts, bis dasselbe wieder hergestellt war und sie sich in einer neuen Reihe auf dem Boden niederlieſsen. Der aushöhlende, gewissermaſsen aufrührende Effekt, durch diese ungeheuren hin- und herschwankenden Eismassen auf dem Boden verursacht, muſs ein sehr groſser sein. Groſse Mengen von Seepflanzen (Laminaria) steigen bis an die Oberfläche empor und zeigen, welche Verwüstung durch die auf Grund geratenen und dann sich überstürzenden Eisinseln hervorgerufen wird, und die vielen toten Fische, hauptsächlich Cottus, auf den Strand der Disko-Insel geworfen, verdanken ihren Tod ohne Zweifel derselben Ursache.“ Mit dieser aufwühlenden Thätigkeit vereinigt sich also oftmals eine für die Vegetation und das Tierleben Verderben bringende. Es ist derselbe Effekt, den wir auch bei dem Polier- und Schleifwerk des Treibeises beobachtet haben.

---

[1] De la Beche-Dieffenbach, Vorschule der Geologie, S. 212.
[2] Nares, I, S. 18.

Digitized by Google

Eine lebhafte Schilderung der „aufwühlenden“ Thätigkeit der Torosse an der Nordküste Asiens giebt uns Ferdinand v. Wrangel[1]: „Herr v. Matiuschkin (ein Begleiter Wrangels) war noch 10 Werst weiter vorgedrungen (sie befanden sich etwas nordöstlich vom grofsen Baranowfelsen 71° 52′ 19″ n. Br. mitten unter den noch fest liegenden Torossen des Meeres), aber dort auf offenes Wasser gestofsen und berichtet von dem grofsartigen Naturschauspiel, dessen Zeuge er gewesen, folgendermafsen: Er sah, wie das Eismeer sich seiner Fesseln entledigte, wie die ungeheuren Eisfelder von den tobenden Meereswogen senkrecht in die Höhe gerichtet, fortgetrieben, mit furchtbarem Krachen aneinander geschleudert, dann durch die Gewalt der schäumenden Wellen in die Tiefe hinabgeworfen wurden, von wo sie, durch das aufgeregte Element wieder gehoben, aufs Neue an der Oberfläche erschienen, bedeckt mit dem durch sie aufgewühlten grünlichen Lehm, der hier überall den Boden des Meeres ausmacht, und den wir so oft schon auf den höchsten Torossen gefunden hatten. Es ist unmöglich, sich eine Vorstellung von diesem ungeheuren Zerstörungschaos zu machen. Die unübersehbare, in die furchtbarste Bewegung gesetzte tote einfarbige Fläche, diese Hunderte von Klaftern grofsen Eismassen, die wie leichte Brettchen auf- und abgeschleudert werden, das unaufhörliche donnerähnliche Krachen der berstenden, dicken Eismassen, das Rauschen der dazwischen wütenden Meereswogen, — es ist ein Schauspiel, einzig in seiner Art, mit nichts zu vergleichen, durchaus nicht zu beschreiben.“

Schon bei Dumont d'Urville[2] finden wir, wenn auch nicht scharf ausgesprochen, so doch Andeutungen einer erodierenden Thätigkeit des Eises, speciell der Eisberge. Er sagt einmal von denjenigen, welche den Gletschern des Adélie-Landes ihre Entstehung verdanken: „Es ist wahrscheinlich, dafs sie durch die Wirkung der Tiden und heftig wehenden Winde allmählich vom Lande getrennt und durch die Strömung vom Lande weggetrieben werden. In der That habe ich mehrere ganz nahe beim Lande bemerkt, welche noch Spuren von Felsen zeigen, auf denen sie gelagert waren.“

Es sei hier noch einer Stelle Erwähnung gethan, die wir bei James Clark Rofs[3] in seiner Beschreibung der Südpolarreise finden, und die vielleicht zum Teil auf Treibeisthätigkeit hinweisen dürfte. Wir lesen daselbst: „Die Südwestküste von Admirality-Inlet (zwischen

---

[1] Ferdinand v. Wrangel, Reise längs der Nordküste von Sibirien, S. 77.
[2] Dumont d'Urville, Voyage au Pole Sud etc., II, S. 234, Nr. 46.
[3] James Clark Rofs, Voyage of discovery etc., II, S. 344.

Digitized by Google

dem Festland mit Mt. Haddington und Cockburn-Insel) wird ungefähr auf eine Länge von 10 Meilen von Kap Seymour an aus Lava von tief brauner Farbe gebildet, mit einer polierten Oberfläche, und in einer so aufsergewöhnlichen Weise gedreht und ausgehöhlt, dafs es das Aussehen hatte, als ob sie durch ein Maschinenwerk in zahlreiche Reihen von Linien geschnitten worden war, dem Gangwerk eines Uhrgehäuses einigermafsen ähnelnd, aber unregelmäfsiger."

d. Erosionserscheinungen bei der Entstehung von Eisbergen. Zerstörungserscheinungen bei dem Eisgang der nordischen Ströme.

Der Eisberg, einst dem Gletscher angehörig und erst vom Meere dem letzteren abgerungen, kann bei seinem Entstehen Erscheinungen hervorrufen, bei denen man in Zweifel geraten möchte, ob man sie noch einer Gletschererosion oder einer Treibeiserosion zuschreiben soll. Bei allen ins Meer mündenden Gletschern kann von den mit dem Meerwasser in Berührung befindlichen Teilen natürlich so lange von keiner selbständigen Erosionsthätigkeit dieser Teile gesprochen werden, als dieselben noch fest mit dem Gletscher zusammenhängen, obgleich man vielleicht geneigt sein möchte, die Thätigkeit der im Meere befindlichen Teile des Gletschers in vielfacher Beziehung mit jener des Eisfufses zu vergleichen. In der That ist es aber noch die reine Gletschererosionsthätigkeit, die um ein Weniges durch das hinzukommende Meereswasser modificiert wird. Erst wenn die vollständige Ablösung des Gletscherblockes eingetreten ist, erst wenn er die Rolle der dahinkriechenden Schnecke mit jener des sich tummelnden Fisches vertauscht hat, ist ihm eine selbständige erodierende Wirksamkeit zuzuschreiben, und erst von diesem Moment an macht dieselbe Anspruch, in dem Kapitel der Treibeiserosion behandelt zu werden. Unterscheiden wir mit Nordenskiöld[1] das im Meere schwimmende Gletschereis als „Eisberge" und „Gletschereisblöcke" und definieren wir die ersteren als solches Gletschereis, „das sich von sehr unebenen Gletschern bildet, welche stets im Innern tiefer Fjorde ausmünden und zwar nur da, wo eine heftige Bewegung der Eismassen stattfindet, welche wiederum innerhalb einer kurzen Zeit eine Ausgrabung des tiefen Eisjords zur Folge hat", im Gegensatz zu den letzteren, welche „durch Abbrechen von Gletschern entstehen.

[1] Nordenskiöld, Die Fahrt der Vega, I, S. 382.

Digitized by Google

die mit einem geraden und gleich hohen steilen Rande in das Meer vorspringen", so wird der Effekt der ersteren durch ein Emporsteigen, also eine senkrechte Bewegung von unten nach oben hervorgebracht, welche im Auftrieb des Wassers ihre eigentliche Ursache besitzt; dagegen wird der Effekt der letzteren durch eine umgekehrte Bewegung, ein Niederfallen oder Herunterstürzen, verursacht, zu der die Anziehungskraft der Erde die eigentliche Triebfeder ist. Offenbart sich die erstere Wirkung als ein „Losreifsen" von Gegenständen des Meeresbodens, so wird die letztere in einem „Zerschlagen", „Zersplittern" oder „Hineinwühlen" bestehen. — Ist die Loslösung des Gletscherteiles von seiner Muttermasse einmal eingetreten, dann ist seine mechanische Thätigkeit im Meere genau dieselbe wie die des eigentlichen Meereises. Man kann sie vielleicht insofern von letzterer unterscheiden, als bisweilen, wo es auf die Masse oder das Gewicht des arbeitenden Eises ankommt, die Thätigkeit der Eisberge und Gletschereisblöcke im Verhältnis zu deren Masse eine stärkere sein kann, und ihre Wirkungen dementsprechend gröfsere sein werden, als es bei dem Meereis im Durchschnitt der Fall ist. — Von dem Vernichtungswerk kalbender Gletscher in der Kingsbai (Spitzbergen) berichten die schwedischen Expeditionen[1], „wie die Eisberge einer nach dem anderen niederstürzen, so dafs der flache Fjord davon aufgerührt, sie selber aber gewälzt und umgekehrt werden, so dafs ihr Fufs nach oben zu stehen kommt und einen Teil des Bodens mit sich nimmt". Hans Egede Saabye[2] schreibt über die Erosionsthätigkeit bei Entstehung von Eisbergen in dem Ise-Fjord der Disco-Bucht: „Wenn ein solches Stück herabfällt, so hört man das Getöse auf mehrere Meilen; es wälzt sich einige Male, ehe es ins Gleichgewicht kommt, und führt nicht selten ungeheure Steine mit sich aus der Tiefe herauf. Der ganze Meerbusen gerät in Bewegung, das Wasser wächst und braust, die Berge kreissen (= kalben) unter lautem Krachen, tummeln sich fürchterlich herum, bis sie wieder festen Fufs fassen oder weiter hinaustreiben." Bei Réclus[3] lesen wir über die Eisberge der grönländischen Fjords: „Diese riesenhaften Fragmente sind zu grofs, um die Schwelle am Eingang des Fjord zu überschreiten: sie stranden auf der Barre und zerbrechen in Stücke, die noch riesengrofs sind, aber doch im Verhältnis kleiner geworden sind."

[1] Die schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bären-Eiland.

[2] Hans Egede Saabye, Bruchstücke eines Tagebuches, gehalten in Grönland in den Jahren 1770—78. Hamburg 1817, S. 3.

[3] Elisée Réclus, Nouvelle Géographie Universelle, la Terre et les Hommes. Bd. XV. Amérique Boréale, S. 112.

Digitized by Google

Brodbeck[1] schildert den Erosionsvorgang bei dem Kalben der Gletscher folgendermafsen: „Bricht ein solches Ungetüm am Grunde oder an der Seite der Blinke ab, so reifst es oft die eingefrornen Stücke der Felsen mit sich fort, und nicht selten sieht man sie Steine auf dem Haupte tragend dahinsegeln.“ — Inwieweit die verschiedenartige Beschaffenheit (Struktur) des Gletscher- und Meereises eine entsprechend verschiedenartige Wirkungsweise in mechanischer Beziehung bedingt, ist noch nicht näher festgestellt. Theoretische Annahmen darüber zu machen, ist nur von geringem Wert.

Die Erosionserscheinungen bei dem Eisgang der Flüsse werden sich von denjenigen, hervorgerufen durch das Treibeis der Meere, wohl kaum unterscheiden, wenn man auch hier nicht den Mafsstab der Gröfse oder Intensität anlegen will, sondern das Hauptgewicht auf die Art der Erscheinung legt. Vor allem kommen unter den Flüssen die sibirischen und nordamerikanischen in Frage. Indem ein solcher das schematische Bild en miniature einer engen Meeresstrafse darstellt, so wird sich auch die Erosionsthätigkeit seines Eises in der entsprechenden Verjüngung zu jener im Meere abspielen. Es sei noch der vernichtenden Thätigkeit des Flufseises gedacht, die es oft an Werken, von Menschenhand errichtet, ausübt. Im Frühling, wenn die schmelzenden Schneemassen des Südens das ganze Flufsadernetz Sibiriens und Nordamerikas zum Anschwellen bringen und die Öffnungen nach Norden von festliegendem Eise noch verstopft sind, überfluten diese Riesenströme grofse Landkomplexe; schwimmende Eismassen werden von ihren Wassern überall mit hingeführt, und auf seinem Wege entfaltet nun das Eis seine Zerstörungsthätigkeit an allem, was ihm begegnet und was sich nicht willig seiner Bewegung anschliefst. Die Spuren dieses Vernichtungskampfes können schon wir in unserer Breite nach jedem Eisgange im Frühlinge bald mehr, bald weniger deutlich an den Ufern unserer Flüsse beobachten. Noch grauenhafter und schreckvoller entrollt sich das Bild der Zerstörung und des Unterganges dem Einwohner jener nordischen Gegenden. So berichtet Nummelin[2] von seiner Überwinterung auf einer der Brioschowski-Inseln in der Jenissei-Mündung: „Am 11. Mai war der Flufs 5 m gestiegen. Die ganze Landschaft war überschwemmt. Die übrigen Häuser und Erdhütten waren vom Treibeise fortgeführt worden, welches auch das noch übrige Gebäude beständig bedrohte.

[1] Brodbeck, Nach Osten, S. 66.
[2] Nordenskiöld, Die Fahrt der Vega, I, S. 187.

Digitized by Google

Man war gezwungen, auf seinem Dache Tag und Nacht zu arbeiten, um mit Stangen die Eisstücke von sich fern zu halten."

e. Zerstörungserscheinungen verschiedener Art. Schlufsbemerkung zum ersten Teil.

Im Anschluſs an den vorhergehenden Teil, der zuletzt den Kampf des treibenden Flufseises mit dem Bewohner Sibiriens schilderte, wollen wir auf die Beschwerlichkeiten aufmerksam machen, welche das Eis des Meeres der Polarschiffahrt bereitet. Gerade der Eisbedeckung wegen ist die nordische Schiffahrt besonders gefürchtet, und nicht genug können uns die Polarfahrer von den Müh- und Drangsalen erzählen, denen man im Treibeise auf hohem Meere bei aufgeregter See ausgesetzt ist. Der Untergang so vieler Schiffe, herbeigeführt durch die gewaltigen Eispressungen, ist der schlagendste Beweis von der Furchtbarkeit des Treibeises.

Es ist keinen Moment zweifelhaft, daſs auch das tierische Leben durch das Treibeis gefährdet wird, obgleich man in Bezug auf die Tierwelt des Meeres den Einwurf machen könnte, daſs sie mit einer leichten Beweglichkeit ausgestattet ist, die es ihr ermöglicht, dem schwimmenden Eise auszuweichen. Aber gerade in den Treibeisgegenden und vorzüglich an den Rändern der Treibeisschollen ist ein relativ reges und mannigfaltiges Tierleben fast von allen Polarforschern, soweit sie demselben Beachtung geschenkt haben, beobachtet worden, und während sich bei einem ruhigen Seegang und einem friedlichen Dahinschwimmen des Eises ein lebendiges Treiben der Nahrung suchenden Meeresbewohner gerade zwischen und an den Schollen entfaltet, sollte da nicht eine plötzliche Entfesselung der vernichtenden Elemente eine ungeheure Zerstörung und Vernichtung unter dem Meeresgetier herbeiführen, auch wenn der Instinkt sie bisweilen rechtzeitig der Gefahr des Unterganges entzieht? In welcher Weise die Meeresvegetation an den Küsten unter dem Andrängen und Reiben des Treibeises zu leiden hat, ist schon durch einige Beispiele eines vorhergehenden Abschnittes illustriert worden.

Es möge hier noch in einigen Worten der erodierenden Thätigkeit des Treibeises an dem Treibholz des Meeres gedacht werden. Die Beispiele, im Wortlaut des Verfassers, dem ich sie entlehnt habe, werden dieselbe besser charakterisieren. Ganz allgemein äufsert sich in dieser Beziehung Karl Weyprecht[1], indem er

[1] Karl Weyprecht, Metamorphosen des Polareises, Wien 1879, S. 252.

Digitized by Google

sagt: „Der Baum, der vor Jahren am Stromesrande in Sibirien vom Süden geträumt, von dem die laue Sommerbrise erzählte, als sie in seinen Zweigen spielte, der liegt nun mifshandelt und zerquetscht durch die Umarmung des Eises als halbverwitterter Greis an eisumgürteter hochnordischer Küste.“ Bessels[1] berichtet von einem mächtigen 30 Fufs langen Fichtenstamm, den er im südlichen Teil der Davis-Strafse (60° 39′ n. Br., 52° 55′ w. L.) traf und „dessen entrindete Oberfläche neben den Spuren der Axt diejenigen des Treibeises deutlich erkennen liefs“. In der Beschreibung der zweiten deutschen Nordpolarfahrt[2] lesen wir im wissenschaftlichen Teile über die von Prof. G. Krans ausgeführte Untersuchung der mitgebrachten 25 grönländischen Treibhölzer Folgendes: „Es waren lauter nackte Holzkörper, an denen gewöhnlich nirgends eine Spur ansitzender Rinde zu finden ist. Nur an zweien wurden bei genauerer Besichtigung kleine Rindenfleckchen entdeckt. Die Spuren der Einwirkung roher mechanischer Gewalt, rollender, schleifender und splitternder Kräfte traten an der Oberfläche alle Stücke zu Tage. Die ursprünglich offenbar scharfen Begrenzungen waren abgestumpft, die Kanten abgerieben, Äste abgestofsen, und die Oberfläche in verschiedenem Grade abgenutzt, je nachdem die weicheren oder härteren Partien der Jahrringe nach aussen lagen. Ein brettartig gewachsenes Holz war z. B. auf seiner breiteren Seite, wo die engen Jahrringe lagen, glatt, auf seiner schmäleren, aus weichen Schichten zusammengesetzten mannigfach zerfasert, da hier das Holz mechanischem Drucke u. s. w. weniger Trotz bot. Wie hätte man bei diesen Hölzern auch nicht die Spuren roher Unbilden finden sollen? Mufsten sie doch ... notwendig schon, bevor sie ins Meer kamen, eine lange Flufsreise unternehmen (aus dem Waldgebiet des östlichen Kontinents durch das arktische Gebiet desselben), auf welcher sie Strandungen, Rollungen am Ufer ausgesetzt waren, wurden sie vielleicht an den arktischen Ufern wiederholt von den brandenden Wogen ans Ufer geworfen und wieder aufgenommen, bevor sie noch den schleifenden Zerstörungen des Eises im stürmischen Polarmeere ausgesetzt waren“. In welcher Weise die Eismassen mit den zwischen ihnen schwimmenden Holzstämmen spielen, hat Kosmin, ein Begleiter Wrangels[3], mit eignen Augen gesehen. „Zwischen den Torossen“, schreibt er, „lag viel Treibholz, welches durch die Wellen und den Andrang des Eises in beständiger Bewegung war; ich sah

[1] Bessels, Die amerikanische Nordpolexpedition, I, S. 41.
[2] Die zweite deutsche Nordpolfahrt. II, S. 102.
[3] Ferdinand v. Wrangel, Reise längs der Nordküste von Sibirien, S. 43.

Digitized by Google

deutlich die einzelnen Balken sich bald aufrecht erheben, bald wieder niedersinken, welches ein gar sonderbares bewegliches Bild gab."

Schlufsbemerkung zum ersten Teile. Am Schlusse dieses Abschnittes mögen die Zerstörungswirkungen treibenden Eises kurz und übersichtlich zusammengestellt werden. Zunächst hat sich ergeben, dafs, wo auch immer Treibeis angetroffen werden mag, bei seiner Berührung mit dem organischen Leben des Meeres und der Küsten und mit den Landgebieten selbst sein zerstörender, vernichtender Einfluſs erkennbar ist, dafs sich dieser Prozefs durchschnittlich bis zu einer gewissen Tiefe des Meeres und einer gewissen Höhe an den Küsten abspielt, und dafs sich gewisse Formen des Zerstörungsobjektes nur erkennen lassen, wenn letzteres ein Bestandteil der Küstenbildung ist, sei es Felsen, sei es sandige Flachküste. In diesem Falle erkennen wir die Wirkungen des Treibeises als Schliffe, Ritzen, Furchen, Polierungen, Baggerungen. Während das ganze Gebiet der nordsibirischen Küste und der vorliegenden Inseln infolge ihrer sandigen, lehmigen Beschaffenheit als das Gebiet der Eisbaggerungen bezeichnet werden darf, kann man die ganzen nordischen Fjordlandschaften mehr als das Gebiet der Eispolierung, -Abrundung nennen. Zu den letzteren Landgebieten lassen sich im grofsen und ganzen auch die Inseln des südlichen Eismeeres rechnen. Die grofse Bedeutung des Treibeises für die polaren Landgebiete in mechanischer Beziehung ermessen wir, wenn wir die Thätigkeit ganzer Treibeisströme innerhalb langer Zeitabläufe betrachten. Dann wird es begreiflich, wie früher zusammenhängende Landmassen relativ schnell und leicht in der Richtung auftretender Meeresströmungen durchbrochen werden, und wie sich allmählich durch die Zerstörungsarbeit durchdrängender Eismassen breite, seichte Straſsen bilden konnten. Könnte nicht auf diese Weise der Zusammenhang zwischen dem asiatischen und amerikanischen Kontinent zerstört und der Behrings-Straſse ihre Entstehung gegeben worden sein? Der grofse Eisstrom, welcher in nordsüdlicher Richtung den Robeson-, Kennedy-Kanal, Kane-See, Smith-Sund durchstreift, ist vielleicht in hohem Grade an der Entstehung dieses zusammenhängenden Meeresgürtels beteiligt. Noch nicht ganz vollendet ist dieser Prozefs des „Durchmeiselns", „Durchschleifens" in der Waigat-Straſse. Der alte Zusammenhang von Novaja Semlja, Waigatsch mit dem Pai-Choi und dem Ural ist erwiesen, ein unter dem Niveau des Meeres liegender Höhenzug verbindet noch Waigatsch mit Novaja Semlja, dessen Dasein „zahlreiche Klippen und das hier gewöhnliche Anhalten des nach Westen bewegten Eises" beweisen. „Tiefer ist die Jugor'sche Straſse durchgerissen, aus der wir zahl-

Digitized by Google

reiche Sondierungen besitzen, die aber trotz ihrer Lage und Krümmung viel seltener vom Eise verstopft wird." Doch darf die Thätigkeit dieser Eisströme nicht überschätzt werden, denn die ursprüngliche Beschaffenheit des Landes wird wohl bei der Frage, ob eine Meeresstrafse entstehen kann oder nicht, die ausschlaggebende Rolle spielen und Bodenbewegungen sind nie ganz auszuschliefsen.

II.

DIE DURCH DAS TREIBEIS HERVORGERUFENEN NEUBILDUNGEN.

1. SCHÜTZENDE WIRKUNG DES EISFUSSES. EIGENTÜMLICHE KÜSTENBILDUNGEN DESSELBEN. VEREISUNG.

Wie im Anfang des ersten Teiles hervorgehoben worden ist, geht im Winter an fast allen Küsten der polaren Landgebiete die Bildung eines sogenannten Eisfufses vor sich. Diese Eisumgürtung oder -Umpanzerung müfste, wenn sie stabil wäre, zunächst eine schützende Wirkung auf die Küstengebiete den mannigfachen zerstörenden Wirkungen des Meeres gegenüber haben. Man kann ihre schützende Funktion mit jener der Mangrovegebüsche an Tropenküsten vergleichen, deren Wurzeln ähnlich wie der Eisfufs und das Grundeis in den Boden eindringend den Küstensaum förmlich umarmen. Wie aber auch hier die Schutzkraft derselben nur dem durchschnittlichen Werte der Zerstörungselemente des Meeres entspricht, und wie sie bei extremen Wirkungen selbst zum Opfer fallen, so ist es auch mit dem Eisfufs und dem Grundeis der Fall. An Orten, wo eine heftige Brandung, eine reifsende Strömung, eine hohe Tidenbewegung stattfinden, oder zu Zeiten, an denen heftige Stürme die See aufwühlen, vermag auch dieser schützende Gürtel nicht mehr zu widerstehen. Und merkwürdig genug verfährt die Natur in der Verteilung dieser Schutzmittel. Gerade die am meisten bedrohten Punkte der polaren Küstenlinien haben einen nur mangelhaften oder gar keinen Eisfufs, während die geschütztesten Punkte die grofsartigste Entwicklung dieser Eisform zeigen. So berichtet Dr. Boas[1] von der

[1] Pet. Geog. Mitt. E. B. XVII, S. 57. 58.

Digitized by Google

Ostküste des Baffins-Landes und den Küsten der Fury-Hekla-Strafse, ebenso von denjenigen des Cumberland-Sundes, dafs sich hier allenthalben des Sommers und Winters ein grofsartiger Eisfufs erhält, während die Hudson-Strafse infolge der daselbst herrschenden heftigen Strömung nirgends eine Spur einer der oben genannten Eisbildungen zeigt, so dafs sowohl Kings-Kap, wie auch die Inseln zwischen Broken Point und North Bluff stets vom Wasser bespült werden. Am Ostausgange der Hudson-Strafse verhindern nach Boas die Strömungen und die schwere atlantische Dünung die Bildung von Landeis oder Küsteneis (wie man häufig die beiden Formen Grundeis und Eisfufs gemeinsam bezeichnet).

Der Eisfufs und das Grundeis können selbst direkt küstenbildend wirken. In solchen Gegenden, wo das Bodenmaterial der Küste eine möglichst grofse Durchdringung mit Eis gestattet, wo der Polarforscher, wenn er an der Küste hinwandert, nicht klar ist, ob er sich auf dem Eise oder auf dem Lande befindet, wo ferner die mittlere Sommertemperatur sich wenig über den Gefrierpunkt erhebt, kann man Küsten antreffen, die aus Lagern von Eis und Erde bestehen. Kommt eine säkuläre Hebung der ganzen Landmasse hinzu, so ist es möglich, grofse Küstengebiete viele Meter über dem Meeresspiegel aus Eis und Erdlagern bestehend anzutreffen. Parry[1] schreibt im zweiten Band seiner nordischen Reisebeschreibung über die Südküste der Melville-Insel (74° 22′ n. Br., 112° 48′ w. L.): „An dieser ganzen steilen Küste fanden wir eine dicke Schicht blauen und soliden Eises fest in den Boden eingebettet in der Tiefe von 6—10 Fufs unter der Oberfläche des Wassers. Dieses Eis ist wahrscheinlich der untere Teil schwerer Massen, die durch den Druck der Schollen auf den Grund gepreſst worden sind und noch mit dem Grundeis an dem zähen Schlamm festsafsen, aus dem der Strand besteht, nachdem der obere Teil im Laufe der Zeit aufgelöst worden war. Im Laufe der Zeit steigt dieser submarine Gürtel von Eis, bedeckt mit Schlamm und alluvialen Ablagerungen, mit dem Strande über den Meeresspiegel empor.“ In ähnlicher Weise kann man sich vielleicht die grofse Ljachow-Insel (neusibirische Inseln) entstanden denken. Vegetabile und animale Ablagerungen auf Grundeismassen vereinigt mit Hebungen des Bodens geben eine natürliche und ungezwungene Erklärung der Entstehung der sonderbaren Bodenverhältnisse, wie man sie auf dieser Insel antrifft. Dr. Bunge[2] schildert dieselbe folgendermafsen: „Ihre Hügel

[1] Parry, Journals of the 1. 2. 3. voyages etc. II, S. 109.
[2] Pet. Geog. Mitt. 1888, S. 47.

Digitized by Google

bestehen zumeist, wie die steil abstürzenden Wände am Ufer deutlich beweisen, aus sandhaltigen, gefrorenen Schneemassen mit eingelagerten vegetabilischen und animalischen Resten, bisweilen noch aus ungeheuer mächtigen Eismassen, von denen eine 72 Fuſs (22 m) maſs. Zwischen den horizontalen Erdschichten kommen gleichfalls horizontale dünne Schichten klaren Eises vor." Die Entstehung dieser Bildungen sucht Dr. Bunge durch das „Einfrieren des in Erdspalten eingedrungenen Wassers im Laufe groſser Zeiträume" zu erklären, was aber voraussetzen würde, daſs während dieses Einsickerns im Innern eine höhere Temperatur als jetzt geherrscht haben müſste. Zur Zeit besitzen diese Schichten auch im Sommer eine Temperatur unter dem Gefrierpunkt, während nur die äuſsere Schicht auf kurze Zeit bis zu einer verhältnismäſsig geringen Tiefe wegtaut. „Würde die Temperatur des Erdbodens", sagt Dr. Bunge weiter, „nur kurze Zeit über Null steigen, so würde sie in einen flüssigen Brei verwandelt auseinander flieſsen, und nur die vier Berge blieben übrig. Unter der Einwirkung der Sonne verringern sich die Hügel schon jetzt alljährlich, aufgetaute Erdmassen fallen herab und strömen als dicker Brei dem Meere zu". Da das Verhältnis der Temperaturen des Innern zum Äuſsern einer Erdschicht immer so ist, daſs im Sommer das Innere kälter als das Äuſsere ist, und da ein von Dr. Bunge angenommener Einsickerungsprozeſs nur im Sommer, der Zeit der Wärmeentwicklung sich abspielen konnte, so muſste, wenn man bedenkt, wie tief das Wasser in seinem flüssigen Zustande in die Bodenschichten dieser Insel eingedrungen ist, unbedingt schon damals ein breiartiges Zerflieſsen der ganzen Insel stattfinden. Viel ungezwungener beantwortet sich aber die Frage des Entstehens dieser Insel, wenn man die „küstenbildende Fähigkeit" des Grundeises und Eisfuſses in Betracht zieht. Ferdinand v. Wrangel berichtet von einer ähnlichen Küstenbildung an der Nordküste Asiens. Westlich von der Kuropatoschnaja-Mündung (157° 30′ öst. L.) fand er, „daſs das senkrecht herabfallende Ufer, welches den Namen Kuropatoschnoi-Jar führt, gröſstenteils aus nie auftauendem Eise besteht, das mit ein wenig schwarzer Erde und Lehm vermengt ist; hier und da blicken dünne lange Baumwurzeln hervor, und da, wo die Eismasse von den Meereswellen bespült wird, und die wenigen Erdteile herabrollen, kommen nicht selten Mammuthsknochen zum Vorschein". Ähnliches lesen wir bei Reclus[1] von den Küsten des Grant-Landes: „In den Küstenebenen war es unmöglich zu erkennen,

[1] Elisée Reclus, Nouvelle Géographie Universelle Bd. XV. Amérique Boréale, S. 156.

Digitized by Google

wo das Land und wo das Meer begann; die Sondierungen stiefsen an gewissen Orten auf übereinander liegende Lager von Eis und Gesteinstrümmern, die wahrscheinlich von den Sommerströmen auf die Oberfläche der Eisschollen herniedergeführt und daselbst abgesetzt worden sind; wechselnde Lager von Schnee, in Eis verwandelt, und von Flufsablagerungen bilden sich auf diese Weise von Jahr zu Jahr auf dieser gefrorenen Flachküste".

An dieser Stelle möge noch der Vereisung vieler Küstengebiete gedacht werden, welche auf die Küstenbildung von nicht unwesentlichem Einflufs sein kann. Nares[1] fand im Robeson- und Kennedy-Kanal die Oberfläche der Küstenfelsen zwischen Rissen und Spalten einer alten Terrasse in beträchtlicher Höhe oft ganz vereist vor und sagt darüber: „Es kann nur wenig zweifelhaft sein, dafs diese Vereisung durch Küsteneis hervorgebracht worden ist, als das Land niedriger als jetzt lag, und die Lage der Terrasse schliefst den Gedanken an Gletscherthätigkeit aus." Die grofsartigsten Gebiete der Vereisung finden wir um den Südpol herum. So schildert Dumont d'Urville[2] besonders die Südküsten der Süd-Orkney-Inseln als in hohem Grade, und einige kleine Inseln, welche das Land begleiten, ganz und gar vereist. Dasselbe erzählt er von dem von ihm entdeckten Adélie-Land, Clarie-Land und den Powell-Inseln. Es wird ferner genügen jene ungeheure „Polarbarriere" (polarbarrier) anzuführen, die James Clark Rofs[3] im Westen des Victoria-Landes antraf, welche, 180 Fufs hoch über dem Meerespiegel und 1000 Fufs dick, sich 450 engl. Meilen nach Westen erstreckte. Indem man wohl mit Recht annehmen darf, dafs diese Eismasse auf einer zum Teil über, zum Teil nahe bis an das Meeresniveau reichenden Unterlage ruht, erkennt man die Bedeutung des Meereises in seiner vereisenden Wirkung. Nach sehr langen Zeitabläufen können wir dann diese Eismassen hoch über dem Meeresniveau, zwischen den gehobenen Küstenfelsen alle Spalten und Thäler ausfüllen, antreffen, und hier spielen sie dann ihre Rolle als Gletscher weiter. Doch hier sei die einschränkende Bemerkung gestattet, dafs nach diesen Zeiträumen das Meereis als solches, welches den Prozefs der Küstenvereisung einleitete, wohl gänzlich seinen Charakter verloren haben dürfte, dafs vielmehr die Zunahme der Vereisung auf Kosten niederfallenden Regens oder Schnee geschehen ist.

[1] Nares, II, S. 343,

[2] Dumont d'Urville, Voyage au Pole Sud., II, S. 68, 314. Nr. 105, VIII, S. 140, 176.

[3] Rofs's Southern Regions, I, 233.

Digitized by Google

Eine treffende Schilderung von der schützenden Wirkung einer sich allmählich an eine Küste anlehnenden Meereseisdecke finden wir in dem Werke: „In Eis und Schnee“[1], welches die Expedition des „Rodger“ zur Aufsuchung der Jeannette-Expedition beschreibt. Über die Überwinterung des „Rodger“ bei Idlidlja lesen wir: „Unser Haus auf Idlidlja war auf dem einzigen flachen Strande errichtet worden, den die Insel aufzuweisen hat, und wieder an der einzigen Stelle dieses Strandes, die nach den Aussagen der Eingebornen auch bei heftigem Wind nicht von den Wellen überspült werden sollte. Erst als das Meer zwischen der Insel und dem Festlande schliefslich ganz zufror, erreichte das Anstürmen der Wellen sein Ende. Sturm auf Sturm hatte den Strand aufgewühlt, die Wellen spülten das weiche Breieis aus dem Meere unaufhörlich nach dem Lande hin. Seit mehreren Tagen war bereits die Küste von Eis umgürtet, auf dem die Eingebornen mit ihren Schneeschuhen umhergingen. Dieses Eis erstreckte sich in einer Spitze bis weit ins Meer hinaus und zwar gerade in der Richtung auf den dem Festlande am nächsten gelegenen Punkt unserer Insel. Endlich erreichte das Breieis diesen Punkt, und von einem Schneesturm unterstützt, der gerade wütete, verschlofs es in wenigen Stunden auch die kleinen Buchten auf beiden Seiten. Nun schlugen die Wellen nicht mehr auf den Strand, denn das Meer hatte sich geschlossen“.

2. STRANDWALLBILDUNG. AUFSCHICHTUNGEN, INDIEHÖHEPRESSEN VON MEERESBODEN- UND KÜSTENMATERIAL. ENTSTEHUNG VON INSELN, SANDBÄNKEN, UNTIEFEN.

Der fast alle arktischen Küsten im Winter umsäumende Eisgürtel mufs an Steilküsten das an den Abhängen herabrollende Trümmergestein aufhalten; der durch die gemeinsamen Wirkungen von Frost, Schnee und Wind entstandene Erosionsschutt an den Böschungen dieser Küsten wird verhindert, direkt ins Meer zu fallen, sondern wird hinter dem Eisfufs je nach dessen Höhe und Widerstandskraft einen mehr oder weniger grofsen Wall bilden. Diese Strandwallbildung ist besonders von Nares, dann auch von Kane und Bessels in ihren Reiseberichten erwähnt worden. Am eingehendsten hat sie Nares behandelt (Narrative of a voyage to the Polar Sea, II, S. 65, 66). Im Sommer, wo der Eisfufs den gröfsten Veränderungen unterworfen ist,

[1] In Eis und Schnee, S. 117.

Digitized by Google

schmilzt er zum grofsen Teile ab und zwar zunächst an der dem Walle zugekehrten Seite, weil hier die dunklen Bergesabhänge sehr viel Wärme absorbieren und dem Wall zuleiten, vor allem auch sehr viel Wärme wieder ausstrahlen. Vereinigt mit dem von der Berglehne herabfliefsenden Schneewasser bildet der geschmolzene innere Teil des Eisfufses eine lange Wasserrinne, die bei Hochwasser durch das Hereinfluten des Meereswassers sich noch mehr anfüllt, bei Ebbe sich ins Meer entleert. Bei Kap Sheridan beobachtete Nares, wie ein 2 Fufs tiefer und 80 Fufs breiter sehr reifsender Strom seinen Lauf nicht direkt ins Meer nehmen konnte, sondern seinen Lauf nach Süden 1/4 Meile lang zwischen dem Eisfufs und dem Strandwalle entlang nehmen mufste, ehe er sich eine Passage hindurch erzwingen konnte. „Die durch den Strom herabgeführten Trümmer", sagt Nares[1] weiter, „werden auf der Landseite des Eiswalles als ein gehobener Strand niedergelegt, und er wächst ebenso auf dem Eise wie auf dem Lande in die Höhe. So mufs das Eis eine Komponente der Küstenbildung abgeben." Allerdings mufs hinzugefügt werden, dafs es nicht allein der Eisfufs ist, der in dieser Weise küstenbildend zu wirken vermag, sondern dafs seine dammartige Wirkungsweise eine sehr bedeutende Verstärkung durch gestrandete Eismassen erfährt. Es sei deshalb besonders hervorgehoben, dafs diese Küstenbildung auf einer gemeinsamen Thätigkeit des Eisfufses und des „gestrandeten Eises" beruht. Da nun die Widerstandskraft dieses Eiswalles gegen das sich hinter ihm ansammelnde Küstenmaterial von seiner Höhe und Dicke abhängt, so wollen wir einen Augenblick bei der Verteilung des Meereises nach Quantität und Qualität über die polaren Meeresgebiete verweilen.

Sowohl nach Quantität als auch nach Qualität des Eises unterscheiden sich die verschiedenen Gebiete des Eismeeres. Über die Ursachen dieser verschiedenen Eisverteilung ist schon vieles geschrieben worden. Als erste Thatsache bemerken wir, dafs von allen nordsüdlich sich erstreckenden Landmassen die Ostküsten mehr als die Westküsten vom Eise belagert werden, dafs ferner bei den mit den Breitengraden parallel laufenden Küsten die nach Norden zu liegenden unter einem viel höheren Drucke des Treibeises zu leiden haben als die südlichen Küsten. Treffende Beispiele für diese Wahrheiten bieten die Ostküsten von Baffins-Land, Grönland, Spitzbergen, Novaja Semlja, die Nordküsten von Sibirien, des Nordost-Landes, die N.-N.-W.-Küste von Grönland, die Nordküsten von Grant-Land und

[1] Nares, II, 65, 66, 165.

Digitized by Google

aller Inseln des Parry-Archipels. Und auch von allen den verhältnismäfsig sehr bedrohten Teilen der polaren Landgebiete läfst sich eine graduelle Zunahme der Bedrohung erkennen. Je mehr man sich dem offenen Polarmeere nähert, um so mächtiger werden die von ihm getragenen Eismassen. Je näher eine Küste zu dem offenen Polarmeere liegt, um so grofsartiger und wirkungsvoller zeigt sich das Andrängen seiner Eismassen gegen dieselbe. So schildert uns Nares die Nordküste des Grant-Landes von einem furchtbaren Packeisgürtel belagert, von Eismassen, wie er sie noch nie gesehen. Dieselbe Schilderung entwirft uns Miertsching über die Eisbeschaffenheit der nach Norden zu ungeschützten Inseln des Parry-Archipels, und aus Wrangels Berichten entnehmen wir Ähnliches in Bezug auf die Küsten Sibiriens. An diesen Küsten wird nicht blofs ein einfacher Eisfufs den Strand wie eine Borde einfassen, sondern mächtige gestrandete Hummocksmassen, zum Teil auf den Eisfufs geschleudert, zum Teil auf dem nackten Küstenboden festen Fufs fassend, verstärkt durch geschmolzene und wieder gefrorene Schneemassen der Abhänge der Küstenböschung, bilden einen mächtigen Eiswall entlang der ganzen Küste, der besonders dort schön zur Geltung kommt, wo das Dunkel dahinter liegender Berge gegen seinen Silberglanz grell absticht. Seine Entstehung verdankt er hauptsächlich den Eispressungen des Winters. Welch aufserordentlich grofsartige Wirkungen[1] durch dieselben hervorgerufen werden können, wird in Folgendem an den mächtigen Umgestaltungen des Küstenbodens illustriert werden. Zunächst möge die schützende Wirkung dieses Eiswalles hervorgehoben werden. Sie verhindert oftmals das schwimmende Eis des Meeres, mit der Küste in feindselige Berührung zu geraten. Aber gerade im Sommer, wo das Treiben des Eises am mächtigsten ist, wo der gelockerte Zustand desselben auf der See seinen Höhepunkt erreicht, und das Meer um so leichter diese Waffe, die es sich im Winter geschmiedet, führen kann, verschwindet der schützende Eiswall an den meisten Stellen, zu einer Zeit, wo er seine Schutzkraft am geeignetsten ausüben könnte, während er im Winter in phänomenaler Weise die Küsten umpanzert, als gelte es, dieselben vor der ganzen Wucht eines tobenden, mit furchtbarem Eis bedeckten Ozeans zu schützen; und gerade jetzt liegt der Ozean verhältnismäfsig ruhig, durch die Winterfesseln, die er sich selbst angelegt, zur Apathie verurteilt.

An allen gebirgigen Küsten, die mit einer starken Böschung ins Meer fallen, wird sich diese schützende Funktion ganz wie beim

[1] Pet. Geog. Mitt. 1875, S. 403.

Digitized by Google

Eisfufs noch in folgender Weise geltend machen. Der in mannigfacher Weise und in den Polargebieten besonders mächtig gebildete Erosionsschutt dieser Abhänge, der dem allgemeinen Gesetz der Schwere folgend immer mehr dem Rande des Meeres zugeführt wird, findet in dem Eiswall einen mächtigen Widerhalt, der sich ihm dammartig entgegensetzt. Auf die dadurch herbeigeführte „Strandwallbildung" und die parallel mit derselben im Sommer vor sich gehende „Rinnenbildung" zwischen dem Strand und dem Eiswall ist bereits im Anfange dieses Abschnitts eingegangen worden. Eines Beispieles sei hier gedacht. Es ist die Bennett-Insel, von deren Küsten William Gilder[1] schreibt: „Der Eisfufs, der sich vor dem Lande hinzog, war viele Meter breit und bestand aus einer verworrenen Masse wild aufgehäufter Blöcke und durchlöcherter, zerspaltener und zerklüfteter Hügel. Von der Höhe des steilen Felsabhanges vor uns rollten von Zeit zu Zeit grofse Steine hinab, die in eine etwa 4 Fufs tiefe, durch den Abfluſs des oberen Tauwassers gebildete Rinne am Fufse der Klippe hineinfielen." Ein mächtiges Agens in dieser Küstenbildung, auf welches jetzt näher eingegangen werden soll, ist die Eispressung. Während sich der Eisfufs und der Eiswall bei dieser Küstenformation mehr passiv verhalten, tritt besonders im Winter das Eis des Meeres in einer aktiven Rolle hierbei auf. Wenn die Eisbedeckung des Meeres fortschreitet und die zerstörenden Elemente desselben, wie Dünung, Ebbe und Flut, Stürme etc. an vielen Stellen der Küsten offene Wasserstellen schaffen, mufs naturgemäfs an anderen Stellen eine Aufhäufung von Eismassen stattfinden. Den Küsten gegenüber offenbart sich dieselbe als ein in horizontaler Richtung wirkender Druck, der durch die Neigung der Küstenebene eine mehr oder weniger grofse Ablenkung erfährt. Diese Eispressung ist an allen vom Eise schwer bedrängten Küsten und zwar im Winter mehr als im Sommer beobachtet worden. Im Sommer wird er nur dort, wo eine starke Strömung die schweren Hummocksmassen des offenen Polarmeeres gegen die Küste treibt, in besonders hohem Mafse bemerklich. Im allgemeinen aber sind die Küsten des Sommers über ihrer lästigen Bürde ledig. Im Winter machen sich diese Pressungen bereits in einem sehr hohen Grade geltend, wenn sich das Eis unter sein Dichtigkeitsmaximum, welches — 4 bis — 5° C. liegt, immer weiter abkühlt. Mit einer stetigen und unwiderstehlichen Gewalt drückt und preſst es gegen das Küstengestein, schiebt sich an der Böschung

[1] William Gilder, In Eis und Schnee. Die Aufsuchung der Jeannette-Expedition und eine Schlittenfahrt durch Sibirien. S. 306.

Digitized by Google

des Strandes empor und türmt sich hier in den merkwürdigsten Formen auf. Über diese Eispressungen selbst lesen wir interessante Schilderungen bei vielen namhaften Polarreisenden, so bei Lieutenant Danenhower[1], Karl Weyprecht[2] Kapt. Lyon[3] u. a. Schöne Abbildungen hierzu, die uns die Grofsartigkeit dieser Naturerscheinungen lebhaft vor Augen führen, finden wir in dem prächtig ausgestatteten Werke von Dr. Mofs[4]. Auf Tafel IV blickt der Beobachter von einer Anhöhe in der Nähe der Küste von Floeberg-Beach, dem Winterquartier der Nares'schen Expedition, auf die in weiter Ferne in mächtigem Bogen sich hinziehenden Humnocksmassen, die wie eine Borde die Küste einschliefsen. Auf Tafel V ist man von der Höhe herabgestiegen, die Tafeln X, XI und XII führen uns mitten in die Hummocksmassen hinein. Jetzt empfindet man so recht die Mächtigkeit dieser Massen und die Grofsartigkeit der Wirkung zwischen denselben und dem starren Küstenlande. Mit wütender Gewalt hat hier das Meer mit seiner Eismasse gegen das Küstengestein geschlagen. Aber das letztere hat demselben hartnäckig die Stirn geboten, und nun liegen diese gewaltigen Waffen, zerbrochen und zerborsten, aufgetürmt am Ufer. Besonders Tafel XII zeigt uns recht anschaulich die wilde Kraft, mit der Eisschollen auf die Küste gepreſst werden können. Ein „Floeberg" fällt vor allem in die Augen. „Wir können uns nicht genug wundern", schreibt Mofs[4], „welche enorme Kraft ihn auf die allmählich ansteigende Küste gepreſst hat, bis seine flache Oberfläche 40 Fufs über die Schollen rund herum stand."

Die Wirkungen dieser Eispressungen dokumentieren sich nun an den Küsten durch „Indiehöhepressen des Bodenmaterials". So entstehen „Aufschichtungen", „Aufschüttungen" dem Strande entlang, die bisweilen ein wandartiges Aussehen erhalten können, im allgemeinen aber eine terrassenartige Erhebung des Küstenbodens darstellen.

Diese Pressungen können in besonders seichten Meeren mit sandigem, lehmigem Boden Inseln entstehen lassen[5]. An jenen Untiefen nämlich, die höher als das Durchschnittsmafs des Eistiefganges an jener Meerestelle beträgt bis an den Meeresspiegel heranreichen, kommt die schleifende, abreibende Thätigkeit des Treibeises nicht

---

[1] Lieut. Danenhower, The Polar Question, S. 36.
[2] Karl Weyprecht, Metamorphosen des Polareises, S. 17—44.
[3] Captain Lyons Private Journal, S. 57.
[4] Dr. Mofs, Shores of the Polar Sea, London 1878, S. 59.
[5] De la Beche-Dieffenbach, Vorschule der Geologie, S. 222.

Digitized by Google

allein mehr zur Geltung. Während dieselbe im Sommer allerdings vorherrscht, wird im Winter die Thätigkeit der Eispressung in besonders hohem Masse hervortreten und von allen Seiten eine Aufschichtung von Material verursachen, dessen Oberfläche im Laufe langer Zeiten allmählich über die Meeresfläche erhoben werden kann, zumal wenn säkuläre Hebungen des Bodens hinzukommen. Diese Erscheinung läfst sich oft an Flufsmündungen mit Bänken und Untiefen beobachten. Während an einer solchen Mündung das Eis auf der einen Seite infolge ungünstiger Verhältnisse Untiefen und Bänke beseitigen kann, wird man andrerseits an manchen Stellen eine Untiefen, ja geradezu Inseln bildende Wirksamkeit desselben beobachten können. „Sandbänke“ und „Landzungen“ steigen über das Meer empor, und der Polarschiffer betrachtet sie mit Erstaunen, wo er sie vorher noch nicht erblickt hatte. So kann auch das Treibeis an der vollkommenen Verschlammung gewisser Mündungsarme mitwirken und den Lauf des Stromes in eine neue Richtung zwingen.

Parry[1] berichtet von der Melville-Insel (und zwar von der Südküste derselben): „Sie war ihrer ganzen Länge nach mit Eisbergen, in einer Tiefe von 4—7 Faden liegend, bedeckt. Einige davon waren durch enormen Druck weiter hinaufgeschoben und hatten sich dabei ganz wesentlich vergröfsert.“ Lieutenant Lockwood[2] schildert die Küste von Kap Beechey als „mit grofsen Massen Schollenbergen besetzt, von denen manche 30 Fufs oder höher waren und ebenso dick. Sie waren augenscheinlich durch den Druck des Eises in der Strafse in die Höhe gepreſst worden“. Bei John Rofs[3] lesen wir über die Nordwestküste des Boothia-Golfes: „Die Eismassen, welche im Herbste des vorigen Jahres gegen die Küste hier gepreſst worden waren, bestanden aus den gröfsten in solcher Lage mir je vorgekommenen Massen. An manchen Stellen der Küste waren zugleich die leichteren Eisfelder in der aufserordentlichsten und unglaublichsten Weise emporgetrieben worden; sie hatten grofse Schichten Schiefer vor sich aufgehoben, und an manchen Stellen hatten sie wohl eine halbe Meile weit über die Flutlinie hinaus den Weg gebahnt.“ Auf derselben Reise fand Rofs[4] am Elisabeth-Hafen viele grofse Blöcke die Felsen hinan bis zur Höhe von 40 Fufs getrieben. Hayes[5] schil-

[1] Parry, I, S. 144.
[2] Greely-Expedition, S. 128.
[3] Zweite Entdeckungsreise, II, S. 102.
[4] Ebenda, S. 228.
[5] Hayes, The open Polar Sea, S. 337, 368.

Digitized by Google

dert einmal die Eispressungen und ihre Wirkungen an den Küsten des Grinnell-Landes im Kennedy-Kanal mit folgenden Worten: „Während wir weiter vorwärts schritten, nahmen wir immer mehr in stets höherem Grade als im Smith-Sunde die ungeheure Macht der Eispressung wahr, die aus der südlich setzenden Strömung resultiert. Jede Landspitze, die nach Norden exponiert lag, war unter Eis der massivsten Art begraben. Viele Blöcke von 30—60 Fuſs Dicke und viel gröſserer Breite lagen hoch und trocken auf dem Strande, von dem unwiderstehlichen Packeis sogar über die höchste Flutgrenze hinaufgepreſst." An einer anderen Stelle[1] schreibt er: „Ich hatte auch Gelegenheit, einige der Eismassen zu messen, welche auf die Küste hinaufgepreſst worden waren. An vielen Stellen waren diese Massen zusammengehäuft, eine fast undurchdringliche Barriere bildend. An anderen Orten war der Eisfuſs durchgebrochen, und an einem Flecke war eine Tafel 60 Fuſs dick und 40 Yard breit auf die allmählich ansteigende Küste hinaufgepreſst worden, indem sie lose Felsentrümmer hinaufgeschoben hatte, welche am Grunde des Absturzes lagen; und wenn das Packeis, welches die Störung verursacht hatte, weggetrieben war, wurde dieses Material über die Flutmarke zurückgelassen und andere Felsentrümmer häuften sich darum an." Bei Heuglin[2] finden wir einmal folgende Schilderung einer Strandwallbildung bei Kap Heuglin: „An einzelnen Stellen kamen im Meere auch feste Bänke von Schiefermergeln in der Höhe des Meeresspiegels zu Tage. Unmittelbar hinter der Flutmarke begegnet man schmalen, langen, dem Ufer parallel laufenden Geröllbänken von ganz neuer Bildung. Ich möchte ihre Entstehung einem groſsen Schub von losen Gesteinsmassen zuschreiben, der durch den Druck des schmelzenden Schnees gleichmäſsig aus dem Innern nach der Küste hingepreſst worden ist. Hier traf er auf hohes Strandeis, das dem Ablaufen des schmelzenden Schneewassers keinen Widerstand entgegensetzte, die festeren Massen aber aufhielt." Vielleicht ist auch das Treibeis an der Bildung der Trümmermassen beteiligt, welche nach Heuglin überallhin in der Ginevra-Bai (Spitzbergen) zerstreut liegen und „auf ihre jetzigen Lagerstätten durch Schnee- und Eisdruck dürften verschoben worden sein". Ein Beispiel der Zerstörung und Neubildung zugleich lesen wir in der Beschreibung der schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bären-Eiland[3]. Die Küste

[1] Hayes, The open Polar Sea, S. 337, 368.
[2] Heuglin, Spitzbergen, I, S. 216.
[3] Die schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bären-Insel.

Digitized by Google

der Kings-Bai schildern sie mit den Worten: „Der Boden längs des Strandes war fast ganz bloſs; hier und da standen ein paar Büschel von Draba hirta oder Saxifraga oppositifolia in dem scharfkantigen Gerölle, das in der Hauptsache aus einem Konglomerat kleiner Steine bestand, in einen rötlichen Kitt zusammengebacken, aber so locker, daſs sie von dem Eise und dem schmelzenden Schnee leicht losgebrochen werden. An manchen Stellen hatte das Eis Geröll und Steine in der Art zusammengehäuft, daſs es Menschenwerken glich. Wo der Strand aber breiter, waren von den Wogen und dem Eise Höhlen und Kammern gebildet.“ Ein sehr schönes Beispiel einer Strandwallbildung schildert uns Nordenskiöld [1], die er an der Küste des Matotschkin-Schar beobachtete. „Eine eigentümliche Einwirkung des Eises ist die, daſs alle im Meere nächst dem Strande befindlichen Steinblöcke von demselben auf das Land geschoben werden. Der Strand besteht deshalb an vielen Stellen (z. B. an manchen Stellen des Matotschkin-Schar) aus einer beinahe zusammenhängenden, bis an den Meeresrand reichenden Steinwand, während man auſserhalb einen vollkommen ebenen Meeresboden ohne irgend ein Steinstück hat.“ Über Bänke von Gesteinsfragmenten an den Seiten der Flüsse in Ruſsland und ihre Entstehung durch das Treibeis dieser Flüsse berichtet De la Beche [2], indem er auf die Untersuchungen Murchisons an den Ufern der sibirischen Ströme und besonders an der Mündung der Dwina hinweist. — Eine durch Treibeisthätigkeit verursachte Fahrwasseränderung, die mit dem raschen Entstehen und Verschwinden von Bänken und Untiefen zusammenhängt, hat Heuglin in der Tschirakina-Mündung (südlich von Matotschkin-Schar gelegen) beobachtet und berichtet darüber Folgendes: „Alljährlich ändert sich infolge des Andranges der Eisschollen hier das Fahrwasser, so daſs es jedesmal notwendig wird, ein Boot zum Sondieren auszusetzen. Seit der Überwinterung Pachtussows haben sich übrigens alle Kanäle, welche die seeartige Fläche der Tschirakina mit dem Meere verbinden, derart verschlämmt, daſs es auch bei höchstem Wasserstand unmöglich ist, den alten Hafen selbst mittelst kleinen Segelbooten zu erreichen.“ Einen ähnlichen Vorgang beobachtete John Franklin [3] bei Kap Lisburn an der Nordküste Nordamerikas. „Derselbe Westwind“, schreibt er, „welcher mich bewogen hatte, um Kap Lisburn zu segeln,

---

[1] Nordenskiöld, Die Fahrt der Vega, I, S. 162.

[2] De la Beche-Dieffenbach, Vorschule der Geologie, S. 221.

[3] Zweite Reise des Kapt. John Franklin an die Küsten des Polarmeeres, S. 184.

Digitized by Google

trieb das Eis gegen die Küste und versperrte dem Boote den Rückweg. Zugleich wurde dadurch längs der Küste eine Strömung von 3—4 Meilen Geschwindigkeit auf die Stunde hervorgebracht. Die gröfseren Eismassen strandeten an 6—7 Faden tiefen Stellen, allein der Raum zwischen diesen und dem Ufer füllte sich mit kleineren Schollen, die der schnelleren Strömung folgten."

Interessant sind die Schilderungen der Eisthätigkeit in den sandigen und lehmigen Küstengebieten Sibiriens und Nordamerikas (Alaskas). Während das Treibeis in gröfserer Entfernung von der Küste an einzelnen Stellen Untiefen aufhäuft, schieben die nach den Küsten mit grofser Vehemenz getriebenen Hummocks- und Torofsmassen grofse langgestreckte Sandmassen vor sich her und rollen sie allmählich den Strand empor, bis sie selbst festsitzen und dann ihr Zerstörungswerk durch Aufwühlen des Meeresgrundes beginnen. „Barrenbildung" und „Sandbänke" sind die Erscheinungsformen dieser Neubildungen. Lieutenant Waring[1], ein Mitglied der Rodger-Expedition, welche zur Aufsuchung der Jeannette-Expedition auch Wrangel-Insel besuchte, berichtet von der Ostküste derselben: „Nach Westen hin war der Strand ungemein flach; mehrere lange, niedrige Landzungen erstreckten sich hier weit in das Meer hinaus; in den tiefen Buchten dazwischen lag das Eis in dicken Massen dicht gepackt: nichts als eine über und durch einander schiebende, stofsende und knirschende Eismasse. Der Nordwind hatte das Eis an die Küste getrieben. Meilenweit war der Zustand des Eises an dieser Küste derselbe". Lieutenant Hunt[2] von derselben Expedition schildert die West- und Nordküste ähnlich: „Viele schmale sandige Landzungen erstrecken sich in nordöstlicher Richtung ins Meer hinaus. Zwischen ihnen dehnen sich meilenweite offene Wasserflächen aus, leider nur flache Lagunen, in denen das Boot fortwährend nur auf den Grund lief.... Einige der Landzungen erstreckten sich 20—25 Meilen weit in die See hinaus, und hier war das Eis so fest gepackt, dafs es schliefslich unmöglich wurde, sich einen Weg hindurchzubahnen." In dem „Report of the internat. Polar-Expedition to Point Barrow, Alaska"[3], lesen wir von einer jedenfalls durch Treibeis hervorgerufenen Barrenbildung entlang der sandigen Küste von Point Barrow Folgendes: „Das Eis blieb bis Januar unaufgebrochen, als ein heftiger östlicher Wind das alte Eis bis zu der 3 Faden tiefen Barre hereintrieb, welche hier parallel

[1] In Eis und Schnee, S. 92,
[2] Ebenda S. 96.
[3] Report of the etc. S. 26.

Digitized by Google

mit der Küste läuft und ungefähr $1^1/_2$ Meile von ihr entfernt liegt. Innerhalb dieser Barre bildete das Eis eine Schicht von 5 Fuſs Dicke, und ein Fahrzeug konnte mit vollkommener Sicherheit in 4 Faden Tiefe ankern." Diese Barrenbildung wurde auch bei Kap Franklin beobachtet. Man sieht an ihrer Lage zur Küste deutlich, wie das treibende Meereis mit seinem bedeutenden Tiefgang nur soweit wirken konnte, als es die Tiefe des Wassers gestattete. In dieser Entfernung hat die „Aufrollung" des Meeresbodens in der Richtung nach dem Strande ihr Ende erreicht, in derselben zieht sich auch die Barre am Strande hin und läſst zwischen sich und der eigentlichen Küste einen Streifen relativ ruhigen Wassers, welcher von dem Eindringen der schweren Eismassen des Ozeans verschont bleibt. — Wie schnell derartige Barren und Sandbänke entstehen können, ersehen wir aus einem Gespräch, welches der Kapitän des Rodgers[1] mit einem alten Walfischfänger hatte, der lange Jahre hindurch an den Küsten Alaskas und Nord-Ostsibiriens gekreuzt hatte. Der alte Seemann erzählt da von einer „häſslichen Sandbank", die sich „vor kurzem" bei Point Barrow gebildet habe, bei der man nur 1—2 Faden Wasser habe und die auch manchem Schiff gefährlich werden könne. John Franklin[2] erzählt ebenfalls des Öfteren von Sand- und Kiesbänken, die er auf seiner zweiten Reise an die Küsten des Polarmeers angetroffen hat, so z. B. hinderten ihn besonders an der Mündung des Babbage-Flusses (westlich vom Mackenzieſluſs) zahlreiche Kiesbänke an der Weiterfahrt. Dr. Richardson[2], der Begleiter des Kapitän Franklin, der vom Mackenzieſluſs aus die Küste des amerikanischen Kontinents in östlicher Richtung bereiste, entdeckte bei Kap Dalhousie eine Sandbank, die sich bis zu den Baillie-Inseln erstreckte, „welche die Kommunikation mit der See einigermaſsen sperrte, und diese Annahme wurde dadurch unterstützt, daſs sich eine Reihe von schweren, anscheinend gestrandeten Eismassen sowohl vom Kap Bathurst als vom Dalhousie-Kap in der Richtung der vermutlichen Barre hinzog." Gerade diese Teile der Nordküste Amerikas tragen ganz besonders den Charakter der „Bank-" und „Barrenbildungen" an sich. Östlich vom Kupferminenfluſs ist die Küste schon wesentlich anders. Richardson[2] fand sie „hoch, trocken und weit weniger mit Eis belegt". Hier hörte auch die „Bank-" und „Barrenbildung" auf.

[1] In Eis und Schnee, S. 106.

[2] Zweite Reise des Kapitän John Franklin an die Küsten des Polarmeeres, S. 145, 177, 179, 248.

Digitized by Google

Ein deutliches Beispiel einer durch Treibeis hervorgerufenen Inselbildung bieten die Golfstrom-Inseln an der Westküste von Nowaja Semlja. In Töppens[1] Beschreibung Nowaja Semljas finden wir folgende auf dieselben bezügliche Stelle: „Auf den Fahrten der norwegischen Kapitäne im Jahre 1871 wurden nordöstlich vom Troostrap die Golfstrom-Inseln entdeckt, welche 6 Seemeilen von der Küste entfernt liegen, aus Sand und Gestein bestehen und ganz kahl sind. In den zu Tage tretenden festeren Teilen findet man überall Muscheln und dergleichen. Nach den Angaben der Holländer befand sich an der Stelle der Golfstrom-Inseln zur Zeit der von ihnen unternommenen Expeditionen (1594—97) eine Sandbank, die 18 Faden (= 34 m) unter dem Meeresspiegel lag und durch einen etwa dreimal so tiefen Kanal von Nowaja Semlja getrennt war. Es scheint hier also die sehr bedeutende Erhebung von über 34 m in weniger als 300 Jahren stattgefunden zu haben." Vielleicht läfst sich dieses Rätsel lösen, wenn man die Treibeisaktion zur Erklärung herbeizieht. Nichtsdestoweniger soll aber keineswegs geleugnet werden, dafs ein Erheben des Meeresbodens oder, wenn man will, ein Sinken des Meeresniveaus in zweiter Linie in Betracht zu ziehen ist. Die Insel „Iglulik" nordöstlich der Melville-Halbinsel im Fox-Kanal, unter 69° 20′ 42″ n. Br. und 81° 40′ 12″ w. L. gelegen, ist ein zweites Beispiel dieser interessanten Treibeiswirkung. „Die ganze Insel", schreibt Kapitän Lyon[2], „scheint durch die Thätigkeit des Eises entstanden zu sein, welches gegen sie preſst und gelegentlich die Küste auf eine grofse Entfernung heraufschiebt, denn trotzdem, dafs der Kalk vorherrschte, waren Granit, Gneifs und andere Mineralien in grofser Menge in kleinen zerbrochenen Stücken mit ihm vermischt. Die ganze Küste ist sehr flach; die Sondirungsbefunde regelmäfsig." Die Cary-Inseln[3] und einzelne Teile der Küsten von North-Somerset[3] mögen gleicher Ursache ihre Enstehung zu verdanken haben. Die von John Franklin[4] beschriebene Garrey-Insel an der Mündung des Mackenzie-Flusses dürfte ebenfalls als Beleg dieser interessanten Treibeisaktion hier Erwähnung finden. Als letztes hierher gehöriges Beispiel sei endlich die Moffen-Insel[5] bei Spitzbergen genannt.

---

[1] Töppen, Die Doppelinsel Nowaja Semlja, S. 76.
[2] Captain Lyon's Private Journal, S. 447.
[3] Mac-Gahan, Under the Northern Lights, S. 263.
[4] Zweite Reise des Kapt. John Franklin an die Küsten des Polarmeeres, S. 57. Phips, Reise nach dem Nordpol 1773, S. 14, 17, 41, 64.

Digitized by Google

3. LAGUNEN- UND TERRASSENBILDUNG. THEORIE DER STRANDLINIEN.

Über die Eispressungen, denen besonders die Küsten des Grinnell-Landes, des Grant-Landes und des nördlichen Grönlandes ausgesetzt sind, finden wir bei allen Seefahrern, die im Smith-Sunde aufwärts nach dem Pole zu vorgedrungen sind, grofsartige Schilderungen. Hier scheint in der That eines der Hauptgebiete mechanischer Arbeitsthätigkeit des Treibeises zu sein. Sie prägt sich hier aus in der Terrassen- und Lagunenbildung, eine unzweifelhaft grofsartige Erscheinung der Treibeisaktion. Sie ist schon von Kane, wenn auch noch ungenau, dann deutlicher von Hayes und Bessels und voll und deutlich von Nares ausgesprochen worden, und sie beruht auf einer Vereinigung von „schleifender" und „aufschichtender" Thätigkeit, die infolge einer sehr günstigen Küstenbildung gerade in diesen Gegenden deutlich zu Tage tritt. Dafs sie schon im Laufe langer Zeiträume hier wirksam ist, zeigt überall die Physiognomie dieser Küsten. Bis zu ihren höchsten Punkten, viele hundert Meter über dem Meeresspiegel lassen sich ihre deutlichen Spuren nachweisen, und sie bestätigen, da eine Gletscherthätigkeit aus gewissen Gründen absolut ausgeschlossen ist, die Theorie der Bodenhebungen an diesen Orten um so mehr. — Hören wir zunächst, was Hayes über die Terrassen des Foulke-Fjordes in seinem Werke The open Polar Sea gesagt hat[1]: „Es sind 23 an Zahl, die sich sehr regelmäfsig bis zu einer Höhe von 110 Fufs über den mittleren Spiegel des Meeres erheben. Die niedrigste erhebt sich 32 Fufs höher als die Tide, aber jenseits derselben erheben sie sich mit grofser Regelmäfsigkeit. Sie bestehen aus kleinen Steinchen, durch die Thätigkeit des Wassers gerundet. Ihre Existenz in allen ähnlichen Örtlichkeiten habe ich bereits erwähnt. Sie bieten ein grofses geologisches Interesse, indem sie das graduelle Emporsteigen jenes Teiles Grönlands, der nördlich 76° B. liegt, illustrieren; und das Interesse wird erhöht, wenn man das correspondierende Sinken im südlichen Grönland in Erwägung zieht. An vielen Punkten, wo der Strom des Meeres vorüberführt und das Eis mit grofser Kraft und Vehemenz emporgepreſst wird, werden die Felsen so lange abgerieben und bearbeitet, bis sie so glatt und poliert wie die Oberfläche einer Tafel sind, — eine Thatsache, welche bei jeder Gelegenheit beobachtet werden kann, wenn man durch das klare Wasser auf

[1] Hayes, a. a. O. S. 402.

Digitized by Google

den Boden sieht. Diese Glätte des Felsens setzt sich oberhalb der Meeresoberfläche bis zu einer gewissen Höhe fort. Bei Cairn-Point ist die Abrasion sehr deutlich, und ebenso ist die Stelle, wo der polierte Syenitfelsen aufhört und der rauhe Fels beginnt, klar bezeichnet. Dieselbe Beschaffenheit existiert auch auf Littleton-Insel bis zu einem fast ebenso deutlichen Grade. Ich habe oben das Auftreten einer ähnlichen Erhebung der gegenüberliegenden Küste erwähnt, wie sie an den terrassenförmigen Ufern des Grinnell-Landes entdeckt wurde."

Die Beschaffenheit des Eises im Robeson-Kanal bis herab in den Smith-Sund läfst schon einen Schluſs auf seine furchtbare Wirkungsfähigkeit zu. Dazu verhält sich der Robeson-Kanal dem in nordsüdlicher Richtung andringenden Eise gegenüber wie ein Trichter, in dessen Eingange sich die festen Eismassen stauen, während die Strömung in dem engen Kanale eine Beschleunigung erhält. Fast stromschnellenartig wälzt sie ihre Wasser- und Eismassen, soweit es der Raum gestattet, hier hindurch. Besonders gefährdet ist der nordwestliche Teil der grönländischen Küste, des sogenannten Hall-Landes. Von demselben berichtet Dr. Coppinger, ein Mitglied der Nares'schen Expedition[1], daſs sie „entweder von sehr steilen Schneewehen oder steilen Klippen gebildet war, deren unterer Teil den direkten und ungeschwächten Druck des nördlichen Packeises erhielt, da es aus Nordwest hertreibt und auf jenen Küstenteil gerade im rechten Winkel trifft; das Chaos unter den Eisschollenbergen nahe der Küste war unbeschreiblich". Lieutenant Rawson[2], ebenfalls von der Nares'schen Expedition, fand, daſs die Hummocksberge an dieser Küste gröſser seien und einen gröſseren Druck des Packeises aussprächen, als an der Küste des Grant-Landes.

Das erste Stadium der Terrassenbildung ist die „Formation des Strandwalles" oder die „Wandaufführung". Ihr Entstehen habe ich bereits zu erläutern versucht. Sie verdankt ihre Bildung einer aktiven und passiven Eisthätigkeit in Form eines „Hinaufpressens" und eines „Abdämmens". Es ist vielleicht nicht überflüssig, wenn noch einige Citate aus dem wertvollen Werke von Nares[3] hier Platz finden. Das nächste bezieht sich auf den die Küsten des Robeson-Kanals einsäumenden Eiswall und dessen Thätigkeit, von welchem er sagt: „Die Küstenlinie ist mit Ausnahme weniger Orte, wo die Klippen sich steil

[1] Nares, I, S. 316.
[2] Ebenda, I, S. 305
[3] Ebenda, II, S. 128.

Digitized by Google

aus der See erheben und keinen Raum gewähren, auf welchem das Eis ruhen kann, in wenig Schritt Entfernung von einem fast ununterbrochenen, wild zerrissenen Walle umgeben, der durch angehäuftes Eis gebildet ist, das durch das Packeis auf den Gipfel des ursprünglichen Eisfufses in die Höhe gepreſst ist und sich 15—35 Fufs erhebt. Quer vor den grofsen Schluchten schmilzt das durch die Sommerfluten niederlaufende Wasser einen Weg durch die Eisbarriere und unterbricht gelegentlich die Kontinuität des Walles; aber sogleich schliefst sich das Packeis durch Pressung gegen die Küste, ein neugebildeter Eiswall erhebt sich und schliefst das Loch zu. Die in den Thälern niedergebrachten Trümmer, die nicht in das Meer getragen werden können, werden innerhalb der Eisbarriere niedergelegt, eine gehobene Küste bildend, welche, wo das Land im Erheben begriffen und die Neigung der Küste günstig ist, eine beträchtliche Dicke erreicht. Nördlich vom Robeson-Kanal, wo das Land nach Nordwest umbiegt, und die Küste ihren steilen Charakter verliert, und nahe bei Kap Sheridan wird das schwere Polareis in einer Entfernung von 100—200 Yards von der Küste gestrandet und ein Wall von unverbundenen Eismassen von 20—60 Fufs Höhe gebildet, der in einer Wassertiefe von 8—12 Faden den Boden berührt". Über die aufschichtende Thätigkeit[1] während der Terrassen- und Lagunenbildung lesen wir bei Nares Folgendes: „Das rapide Steigen der Küsten des Grinnell-Landes zeigt in einem bemerkenswerten Grade, wie mächtig die Thätigkeit des schweren Polareises ist, und zwar in der Aufschichtung von Schlamm- und Kiesbänken in parallel mit der Küste laufenden Linien. Wo immer eine Landspitze ins Wasser vorspringt, mit mäfsiger Tiefe, da zeigen Reihen gestrandeter Hummocksberge sehr deutlich, wo sie und ihre Vorgänger auf dem Boden Hügel in die Höhe geschoben haben, indem sie nach der Küste zu gepreſst worden sind. Wo zwei Landspitzen nahe beisammen liegen, vergröfsert sich der Uferwall mit dem Steigen des Landes und bringt in der That eine Barre hervor, die sich von einem Punkt zum andern ausdehnt und eine geschützte Bai bildet, in welche das schwere Polareis nicht mehr gepreſst werden kann. Die Bergströme, mit Schlamm und Trümmern beladen, füllen fortgesetzt diese geschützte Bai aus, welche bei dem kontinuierlichen Emporsteigen des Landes endlich in einen See verwandelt wird. Im Laufe der Zeit, nachdem der See versandet ist, wird die alte Barre durchschnitten, und die Ströme führen wieder das angehäufte Material hinaus, indem sie es von neuem in ähn-

[1] Nares, I, S. 250.

Digitized by Google

licher Weise in einem niedrigeren Wasser niederlegen. So fanden wir im Grinnell-Lande in verschiedenen Höhen (bis 1000 Fuſs über der Meeresküste) überzeugende Beweise dafür, daſs während der Periode, welche diese groſse Erhebung des Landes repräsentiert, dieselbe Fauna gedeiht, wie sie im Polarmeer existiert, und daſs die oben erwähnten Ablagerungen unter denselben physikalischen Bedingungen entstanden waren, wie sie jetzt herrschen."

In der oben angeführten Schilderung ist die Entstehung der ersten Terrasse und die Lagunenbildung auf derselben vollkommen einleuchtend. Seine weitere Erklärung, die wir gleich hören werden, und die sich auf die Bildung vieler treppenartig aufsteigender Terrassen bezieht, ist aber ungenügend. Mit Recht sagt er[1] wohl: „Während die Bildung eines gehobenen Strandes innerhalb des aus Eis gebildeten Walles, der sich an der Küste hinzieht, sehr augenscheinlich ist, ist es schwierig zu erklären, warum bei einem allmählichen und kontinuierlichen Steigen des Landes solche alte Formationen später als eine Reihe von Stufen angetroffen werden." Die Begründung dieser Erscheinung beschränkt sich bei ihm auf die folgenden Worte: „Aber da mit der gröſseren Steilheit der Küste die Höhe jeder Stufe zunimmt und ihre Zahl sich vermindert, so sind wahrscheinlich die jetzt exponierten Küsten nur jener Teil der ursprünglichen Aufschichtung, der nicht bereits bis zu einem niederen Niveau abgetragen oder abgeschwemmt worden ist. Zu den Steinhaufen und Trümmermassen, welche während des Tauens von den Klippen fallen, und jenen, welche durch die Sommerströme heruntergewaschen werden, so daſs sie durch Anhäufung innerhalb des Eiswalles eine erhobene Terrasse bilden, mit einem steilen Fall nach der See zu, kommt, daſs jedes schwere Stück des passirenden Eises den Meeresboden auſserhalb des Walles ebnet und so die erste Formation der Stufe unterstützt." An einer anderen Stelle sagt er, nachdem er die Bildung der ersten Terrasse und die Entstehung der Rinne zwischen der Terrassenwand und dem Eiswall während des Sommers durch das starke Tauen besprochen hat[2]: „Diese von den Abhängen herabflieſsenden und zu Strömen vereinigten Gewässer schneiden bald tiefe Kanäle in das Eis und nehmen ihren Weg zum Meere durch transversal liegende Höhlungen im Eisfuſse, wobei sie oft den darunter liegenden Felsen bloſs legen, welcher bei Ebbe trocken wird, sich aber bei der Flut wieder mit Meereswasser füllt, das durch die Öffnungen mit groſser Gewalt hineinströmt, rechts

[1] Nares, II, S. 66.
[2] Ebenda, II, S. 340.

Digitized by Google

und links sich Bahn bricht, den Graben längs des Geröllabhanges ausfüllt und sein Material ordnet. Dasselbe fällt zu Boden und bildet den alten Meeresboden, welcher infolge des allmählicher Emporsteigens des Landes eine charakteristische Reihe von aufeinanderfolgenden Terrassen in verschiedenen Erhebungen bis 200 oder 300 Fuſs, besonders in geschützten Baien und Fjorden und gelegentlich an Orten darstellt, wo Wellenthätigkeit unmöglich ist. Diese Terrassen bildeten zweifellos früher viel mehr zusammenhängende Linien als jetzt; spätere Denudation hat Teile derselben zerstört, aber die zahlreichen Reste, welche von einem schützenden Schneemantel umgeben übrig blieben, genügen um zu zeigen, daſs sie durch eben dieselben jetzt noch im Fortschreiten begriffenen Prozesse gebildet wurden." Bei der von Nares gegebenen Erklärung der treppenartigen Terrassenbildung ist es nur nicht klar, wie beim kontinuierlichen Emporsteigen des Landes, dessen Betrag in einem Jahre sehr gering ist, diese Treppenbildung möglich wurde, wenn man nicht die ungeheuerliche Annahme macht, daſs jede einzelne Terrasse einem den Winter über durch Eispressung gebildeten Strandwall entspricht. Die in einer jährlichen Periode wiederholte Strandwallbildung würde unter dieser Annahme allerdings zu einer treppenartigen Bildung führen; sie würde aber die unmögliche Hypothese verlangen, daſs sich das Land innerhalb eines Jahres von Terrasse zu Terrasse gehoben hätte. Es mag zweckmäſsig sein, noch einige Schilderungen der Küstenverhältnisse verschiedener Punkte des Grinnell- und Grant-Landes und ähnlicher Verhältnisse in anderen Polargegenden hier einzufügen.

„Die Norman Lockyer-Insel", sagt Nares[1], „liegt in ihrem niedrigeren Teile ungefähr 300 Fuſs über dem gegenwärtigen Meeresspiegel und ist eine Aufeinanderfolge von erhobenen, aufgeschichteten Uferrändern, die sich gegen 20 Fuſs übereinander erheben"[2]. Auch die Ward Hunt-Insel zeigt jene Treppen- oder Stufenbildung sogar bis 600 Fuſs Höhe über dem Meere. Ihre sonstige auf die Treibeisthätigkeit schlieſsende Beschaffenheit schildert Nares[3] folgendermaſsen: „Die Insel, soweit ich sie gesehen habe, scheint aus kleinem Gerölle gebildet zu sein. Abgesehen vom Nordwestende giebt es keine Klippen; alles übrige ist ganz abgerundet. Wie die Crozier-Insel und die niedrigen Vorsprünge vor den Kaps ist sie nach Westen steiler,

[1] Nares, I, S. 85.

[2] Beschreibung der Norman Lockyer-Insel bei Dr. Moſs, Shores of the Polar Sea, S. 21 und bei Captain Markham, The great Frozen Sea, S. 84.

[3] Nares, II, S. 32.

Digitized by Google

nach Osten niedrig und abschüssig, und welcher Bildung sie auch ihr Entstehen verdanken mögen, so ähneln sie doch einander in so vielen Punkten, dafs ihre Existenz sehr wahrscheinlich aus derselben Ursache entspringt." Kap Albert ist nach Dr. Mofs'[1] Beschreibung ein „langer Wall horizontal gebänderter Klippen" und von Northumberland und den Haklings-Inseln hebt er besonders die „terrassenartigen steilen Abhänge" hervor. Kapitän Markham[2] schildert das Kap „Sanderson his hope" ebenfalls als aus Terrassen bestehend; und bei Peter Force[3] finden wir eine allgemeine Beschreibung der Terrassenbildungen des Grinnell-Landes. Eine interessante Beobachtung machte Greely[4] am Hazen-See in Grant-Land. Von seiner Landexpedition an die Küsten desselben berichtet er: „Nach fünfstündigem Marsche gelangten wir an merkwürdige gratartige parallele Erhöhungen aus Kieseln und kleinen glatten Steinen, welche sich über 100 Schritt am Ufer hinzogen und deren Basis an der Hochwassermarke lag .... Ich bin der Meinung, dafs sie sich im Sommer oder Herbst während schwerer Nordpolstürme gebildet haben müssen, welche das Eis heftig gegen die Küste prefsten. Diese Vermutung wurde im Sommer durch direkte Beobachtung bestätigt." Von der Gould-Bai schreibt Hayes[5]: „Hier bemerkte ich, wie auch in Port Foulke, Rensselaer Harbour und in der That fast in jeder Bai der grönländischen Küste, welche ich über Kap York hinaus besucht habe, dafs sich das Land allmählich hebt, indem es, in Stufen von gröfserer oder geringerer Regelmäfsigkeit gebrochen, eine Reihe von terrassenförmigen Etagen darstellt, deren höchste ich 120—150 hoch schätze." Die Berge der ganzen Küste schildert er als „himmelanstrebende Kegel, die wie ungeheure Haufen von Kanonenkugeln aussehen". Ähnlich beschreibt Kane die Berge der Victoria-Albert-Mountains, deren „Gipfel meist zugerundet einer Reihe von Zuckerhüten oder aus Kanonenkugeln aufgeschichteten Pyramiden glichen", und John Franklin[6] nennt uns in seiner „Zweiten Reise an die Küsten des Polarmeeres" einen ähnlichen Berg in der Nähe der nordamerikanischen Küste an der Mündung des Mackenzieflusses, bei dessen Beschreibung er sich geradezu desselben Bildes eines „Kanonenkugelhaufens" bedient. Ferner beschreibt derselbe Autor

[1] Dr. Mofs, Shores of the Polar Sea, S. 14, 19.

[2] Kapitän Markham, The Great Frozen Sea, S. 45.

[3] Peter Force, Grinnell-Land, S. 9.

[4] Greely, Drei Jahre im hohen Norden, S. 169, 170.

[5] Hayes, The open Polar Sea, S. 337.

[6] Zweite Reise des Kapitän John Franklin an die Küsten des Polarmeeres, S. 154.

Digitized by Google

den Conybeare-Berg an der Nordküste von Amerika, unter 69° 36′ n. Br. und 139° 42′ w. L. gelegen, „dessen Fuſs aus 3 parallelen Absätzen oder Terrassen besteht, deren Wände nach dem Augenmaſs 50, 80 und 130 Fuſs Höhe hatten". Von den Terrassen der Lockwood-Insel schreibt Lockwood[1] in seinem Bericht an Greely: „Wir bauten einen groſsen weithin sichtbaren Steinhaufen auf der unteren von zwei Uferbänken .... Wir erstiegen ohne Schwierigkeit die kleine Felsenreihe, welche von unten als Gipfel erschien; es war aber nur ein Absatz. Der Aufgang zur Haupthöhe war anfangs sanft, wurde dann immer steiler, bot aber keine Schwierigkeit, denn von einiger Entfernung unter dem Gipfel war der Boden mit kleinen Steinen besetzt, so gleichförmig an Gröſse, Lagerung etc., wie eine macadamisierte Straſse." Auch in anderen Gegenden der polaren Landgebiete sind terrassenartige Küstenbildungen vereinigt mit einer in langen Zeiträumen stattgefundenen Hebung des Landes beobachtet worden. Über eine Strandlinienbildung im Matoschkin-Scharr berichtet Nordenskiöld[2]: „Hier zeigen sich nicht weniger als sieben deutlich zu unterscheidende Strandlinien und geben uns den Beweis, daſs während der jüngsten geologischen Periode das Land an dieser Stelle sich mindestens 500 Fuſs gehoben hat." Die Erwähnung einer Terrassenbildung im Kaiser Franz-Josephs-Lande finden wir in Peterm. Geogr. Mitt. 1876[3]: „Es ist bekannt, daſs Nordost-Grönland, Nowaja Semlja, Sibirien im langsamen Emporsteigen aus dem Meere begriffen sind; daher war es höchst interessant, Merkmale der Landeserhebung auch an den Küsten des Austria-Sundes zu beobachten, nämlich schuttüberlagerte Terrassen mit organischen Einschlüssen (Muscheln), welche die Küste gleich hypsometrischen Kurven einschlieſsen." Genaueres sagt darüber Julius Payer[4] in seinem Bericht über die Österreichisch-Ungarische Nordpolexpedition. Von Kap Tyrol sagt er, daſs „das Land an der Küste gewöhnlich die Reihenfolge dreier Etagenformen bilde", auch die Admiralitäts-Halbinsel Nowaja Semlja's und die Barents-Insel zeige terrassenartige Küstenabhänge.

Die erste und neueste Stufe der Terrassenbildung auf Nowaja Semlja bilden die sogenannten Vorlande, von denen Töppen in seiner Beschreibung Nowaja Semljas eine interessante Schilderung entwirft.

---

[1] Greely, Drei Jahre im hohen Norden, S. 210.

[2] Nordenskiölds Nordpolarreisen, S. 278.

[3] Pet. Geogr. Mitt. 1876, S. 174.

[4] Julius Payer, Die Österreichisch-Ungarische Nordpol-Expedition 1872—74, S. 18, 19, 348, 440.

Digitized by Google

In derselben weist er bereits darauf hin, dafs dieselben entschieden durch eine nivellierende Wirkung entstanden sein müfsten, bezeichnet aber als Träger dieses Einflusses ganz allgemein das Meer. Doch können wir, nachdem wir das Treibeis in seiner mannigfaltigen Thätigkeit kennen gelernt haben, mit vollem Rechte letzterem diese Wirkung zuschreiben. Beachten wir, was Töppen[1] hierüber sagt: „Fast überall sind auf Nowaja Semlja dem eigentlichen, massig aufragenden Inselkörper flache Küstenstreifen, sogenannte Vorlande, vorgelagert. An der Westküste ist dieser Charakter namentlich der Meshduscharrskij-Insel, dem Küstenstreifen des Gänselandes („einige wenige Hundert Fufs hohes, fast ebenes oder überaus sanft gewelltes Land, welches im Osten von einer plötzlich aufsteigenden Mauer, gebildet aus sogenanntem Augitporphyr und Mandelstein, begrenzt wird"), der Küste zwischen Pilzbucht und Matoschkin-Schar, der Landzunge, deren Spitze Ssuchoi-Nofs bildet (Langenes), der Admiralitäts-Halbinsel, den Barents-Inseln und den hinter letzteren liegenden Uferteilen aufgeprägt. Die Ostküste ist namentlich gegen Süden hin flach. Das Entstehen dieser Vorlande wird durch die Entfernung von der Haupterhebungsaxe und durch ihre für die Einwirkung der Atmosphärilien gegenüber den zum Teil aus Quarziten bestehenden Hauptkämmen leichter empfänglichen Gesteinsarten nicht genügend erklärt, zumal da wir es nicht mit Tafelländern zu thun haben, deren Schichten horizontal lagern — die Schichten jener Vorlande (Schiefer abwechselnd mit Kalk- und Dolomitbänken) sind ja aufgerichtet, manchmal wie bei den Barents-Inseln, gerade auf den Kopf gestellt — wohl aber kann es erklärt werden, wenn wir zu jenen beiden Gründen noch den der sekundären Hebung hinzunehmen. Lag das Land zur Diluvialzeit beträchtlich tiefer, so waren die jetzigen Vorlande der Wirkung des Meeres ausgesetzt, welches vielleicht Jahrtausende lang einen nivellierenden Einfluls ausüben konnte. Oft, zum Beispiel an den Schiefern des Südostzipfels, läfst sich derselbe ganz direkt erkennen." An einer anderen Stelle lesen wir[2]: „Die Admiralitäts-Halbinsel steigt ebenfalls in Stufen empor, und die Buchten, welche von Norden und Süden den Isthmus bespülen, der sie mit dem Hauptkörper der Nordinsel verbindet, sind seicht und nach allen Seiten hin offen.... Von einem stufenförmigen Aufsteigen der Berge spricht auch Pachtufsow bei Beschreibung der Lütkebucht und ihrer bis zu 800′ (244 m) ansteigenden Umgebung." Werfen wir endlich unsern Blick nochmals auf Grönland, so bietet

[1] Töppen, Die Doppelinsel Novaja Semlja, S. 78.
[2] Ebenda, S. 76.

Digitized by Google

sich hier und zwar an der Ostküste eine Strandlinienbildung bei Kap Börgen auf der Shannon-Insel dar, von welcher Koldewey schreibt: „Wir trafen auch in längerer Ausdehnung eine breitere mit kleinen Steinen und Sand bedeckte Strandlinie, auf welcher sich das durch das Eis bewirkte Hinanschieben gröfserer Steinblöcke deutlich erkennen liefs." Es sei endlich noch eines Beispiels des Kapitäns M'Clintock[1] gedacht, der von King William-Island folgende Schilderung giebt: „Dieses Land legt uns den Gedanken nahe, dafs es sich innerhalb einer neueren geologischen Periode aus dem Meere erhoben hat — nicht plötzlich, sondern in regelmäfsigen Intervallen; die zahlreichen Terrassen oder Strandlinien bilden lange horizontale Linien, die sich stufenweise erheben; nahe am Strande sind sie natürlich sehr scharf und deutlich."

Fassen wir diese Betrachtungen zu einem Gesamtresultate zusammen, so können wir etwa sagen, dafs in manchen Gegenden der polaren Küstengebiete die Thätigkeit des Meereises und Meerwassers, verbunden mit den erodierenden Kräften der Atmosphäre und einer im Laufe sehr grofser Zeiträume vor sich gegangenen Hebung des Bodens, der Küstenphysiognomie ein bestimmtes Gepräge verliehen hat, eine Terrassenform, deren Terrassen, parallel laufend, unter sich einen bald gröfseren, bald kleineren Abstand zeigen, so zwar, dafs er nach oben zu im allgemeinen immer gröfser wird, dafs ferner jede einzelne Terrasse an einzelnen Punkten (besonders Kaps) Unterbrechungen erleidet, und dafs ihre Deutlichkeit mit der Höhe abnimmt. Die Schwierigkeit der Erklärung der Terrassenform in ihrer treppenartigen Aufeinanderfolge läfst sich leicht beseitigen, wenn man die jährlichen Eisverhältnisse in jenen Küstengegenden in Betracht zieht. Die Beobachtung dieser Verhältnisse lehrt nun, dafs man besonders an den Küsten des Kennedy-Kanals von einer regelmäfsigen Eispressung verbunden mit Aufschichtung in jedem Winter an einem und demselben Orte nicht sprechen kann und auch nicht vermuten darf, dafs die durchschnittliche Intensität des Druckes an jedem einzelnen Orte in jedem Jahre dieselbe sei. Thatsächlich spielt sich der Vorgang bei weitem nicht so regelmäfsig ab. Schon die Eisbildung des Meeres, von den verschiedensten Umständen abhängend, ist an einem und demselben Beobachtungsorte in verschiedenen Jahren wesentlich verschieden, ebenso die Menge von Treibeis, die seine Küsten belagert. Dementsprechend sind auch die jährlichen Wirkungen dieser Eismassen an demselben Orte in Bezug

[1] M'Clintock, A Narrative of the Discovery of the Fate of Sir John Franklin and His Companions, S. 309.

Digitized by Google

auf ihre Intensität verschieden. Denkt man sich die Intensitäten dieser Wirkungen einer langen Reihe von Jahren in Form einer Skala zusammengestellt, so wird sich nun zeigen, dafs in mehr oder weniger grofsen Abständen Maximalwerte vorhanden sind, und dafs diese Abstände der Zeit nach sehr bedeutend sein können. Eine jede solche Terrasse der treppenförmigen Küstenbildung ist nun nichts anderes als die Erscheinungsform, die zu einer solchen Maximalwirkung gehört. Hat z. B. ein Küstenpunkt ein furchtbares Eisjahr erlebt, dessen Wirkungen weit hinauf am Strande sichtbar sind und tritt nun gewissermafsen eine jahrelange Ruhepause ein, oder besser gesagt, zeigt die folgende Reihe von Jahren geringere Eiswirkungen, dann wird der durch jene Maximalwirkung entstandene Strandwall mit den übrigen Küsten allmählich emporsteigen, und erst die nächste Maximalwirkung, die geringen Wirkungen der vorhergehenden Jahre verwischend und in sich aufnehmend, wirft einen neuen Wall unter dem ersten auf.

Interessant ist ein Ausspruch v. Richthofens[1] über den Zusammenhang von Treibeisthätigkeit und Strandlinienbildung. Er sagt: „Erwünscht sind Beobachtungen über die Rolle, welche das Eis bei der Brandung spielt; eine ausgebreitete Decke von Packeis oder Meereis sollte ihre Arbeit lahm legen. Sie hebt und senkt sich zwar mit Ebbe und Flut und bewirkt eine Reibung an den Küsten; aber die Kraft der Wellen wird durch die feste Decke, welche sie zu heben haben, beinahe neutralisiert werden. Schwimmendes Eis wird die Wirkung der heranrollenden Welle abschwächen. Dagegen dürfte ein nicht unbedeutender Arbeitsbetrag durch gestrandete Eisberge ausgeführt werden, wenn sie sich mit den Wellen heben und senken. Doch geschieht diese Arbeit untermeerisch. Die Brandung kann auch durch Eisberge nur abgeschwächt werden. Es ist indessen zu bemerken, dafs einige Forscher, entgegen der hier vertretenen Ansicht, in dem Eis einen Genossen des bewegten Meeres erblickt haben, welcher dem letzteren nicht nur in der Küstenzerstörung behilflich sei, sondern in manchen Fällen (z. B. bei der Bildung der norwegischen Strandterrassen) den Hauptbetrag der Arbeit verrichtet habe. Diese Frage sollte durch Beobachtungen in hohen Breiten klar gelegt werden."

Lagunenbildung. Wie das Treibeis auch in dieser wichtigen Formation ein bedeutender Faktor sein kann, ist bereits in

---

[1] v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 364. Vgl. auch Günther, Geophysik, II, S. 462.

Digitized by Google

einem der letzten Abschnitte besprochen worden. Es handelte sich dort um die Lagunen des Grinnell-Landes, wie sie Nares an dessen flacher Nordküste gefunden hat. Ihre Entstehung wird vor allem in weniger geneigten Küstengegenden leichter möglich sein, als an Küsten mit starker Böschung. Bei ersteren ist hinter dem vom Treibeise aufgeworfenen Strandwall Platz genug für diese eigentümliche Bildung vorhanden. Ein wesentliches Erfordernis dabei ist die sandige oder geröllartige Beschaffenheit des Strandes, und überall in den nordischen Ländern, wo sich diese Bedingungen vereinigt finden, treffen wir mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Lagunenbildungen an.

Eine grofsartige Erscheinung dieser Art sind die beiden Lagunen auf Jan Mayen. Auf ihre Beschaffenheit und Entstehung wollen wir etwas näher eingehen, und ich beziehe mich hierbei ganz auf die Mitteilungen der österreichischen arktischen Expedition nach Jan Mayen. In dem Bericht des Dr. Chavanne lesen wir Folgendes: „Die Nordlagunen: Der zwischen dem Meere und dem See liegende Damm hat eine durchschnittliche Erhebung von 5,2 m über der Meeresfläche, eine Breite von 207 m und eine Länge von 1042 m. Gleich jenem der Südlagune ist das Wasser atmosphärischen Ursprungs, keine Alge kein Muschelfragment, nichts, was auf Tierleben schliefsen läfst konnte mit dem Scharrnetze zu Tage gefördert werden. Die holländische Chronik erwähnt diese Lagune nicht, sondern nur eines Sümpfchens, wo es süfses Wasser giebt und wo man viele Fische fängt; man hat da einen flachen Vorstrand, über welchen man eine Schaluppe holen kann, um in obiges Sümpfchen zu gelangen.

„Von der Entstehung der Lagune an der Südseite haben wir zuerst durch Professor Carl Vogt, der 1861 die Insel besuchte, Kenntnis erhalten. Die holländische Segelanweisung beschreibt diese Inselstrecke folgendermafsen; „Dieser Strand wird die grofse Holzbucht genannt, weil man da vieles verfaultes Holz findet. Nahebei liegen verschiedene flache Berge aus schwarzer Erde und wenig Gestein; dies ist der schmalste Teil des Landes.“ An den gegen Süden liegenden Bruchrand dieser Berge schliefst sich eine Lavaterrasse, welcher heutzutage das Lagunenbecken vorliegt, das in einer Ausdehnung von 6 Meilen durch einen 6–8 m hohen Damm von der See abgetrennt ist. „Diese Verbreiterung der Inselmitte läfst sich nicht lediglich auf marine Sedimente und Ablagerungen von

[1] Jan Mayen und die österreichische arktische Beobachtungsstation. 1882—83. S. 61.

Digitized by Google

Schmelzwasser zurückführen, sondern ist in erster Linie durch eine Bodenerhebung veranlafst worden. Die erwähnte Lavaterrasse liegt überall 2—3 m, stellenweise 10 m über dem Meeresspiegel und weist vielzählige mit dem Bruchrande des Höhenzuges parallele Spalten auf. Loser Sand füllt zum Teil die tieferen Trichter und Klaffungen aus und stellt eine bogenförmige Verbindung zwischen der nunmehrigen Halbinsel „Eierinsel" her und dem Kap Traill, welche zugleich den Innenrand der Lagune bildet. Der Lagunendamm wurde allmählich aufgeworfen und zwar dort, wo die holländischen Karten Ankerplätze für Schiffe verzeichnen. „Allwinterlich werden an dieser Stelle durch die häufigen Südostwinde, durch die Eispressung und die Rollbrandung sandführende Grundeisschollen aufgetürmt; diese setzen dem Flugsande, den die Nordwinde ins Meer wehen würden, eine Barriere entgegen; tritt nun Tauwetter ein, so schmilzt zwar allmählich das auf dem Damme aufgestapelte Eis, aber der Sand wird von dem rösterwerkartig angeschwemmten Treibholze zurückgehalten, das auf diese Weise im Laufe der Jahre zum Aufbau und zur Festigung des Dammes beigetragen hat. Im Jahre 1817 sah Scoresby die Eierinsel noch vom Lande abgetrennt. Er benannte die ihr gegenüberliegende Spitze „Kap Broderick" und zeichnete zwei unterseeische Bodenwellen in die Karte, welche sich landwärts ziehen und als Anfänge der später immer rascher fortschreitenden Isthmus- und Lagunenbildung zu betrachten sind."

Eine eigentümliche Lagunenbildung zeigt auch die Moffen-Insel[1] (Spitzbergen): „Nach Philipps[2] soll diese Insel noch gar nicht lange existieren, weil sie von keinem der alten Seefahrer genannt wird, sondern sie soll erst allmählich durch die sich hier begegnenden Strömungen aufgeworfen worden sein. Sie ragt nur wenige Fufs über die Meeresoberfläche hervor und hat eine rundliche Gestalt mit einer Lagune in der Mitte, die nach Norden zu mit dem Meere in Verbindung steht."

Über die Lagunen an der Nordküste Sibiriens schreibt Nordenskiöld[3 4]: „Das Ufer besteht hier (70° n. Br., 176° ö. L.) aus einem niedrigen Sandwall, welcher sich zwischen dem Meere und einer kleineren, beinahe in gleicher Höhe damit gelegenen, seichten Lagune oder Süfswassersee hinzieht", und an einer anderen Stelle:

---

[1] Pet. Geogr. E. G. VI, S. 41.
[2] Philips, Reise nach dem Nordpol, S. 41.
[3] Nordenskiöld, Die Fahrt der Vega, S. 345, 393.
[4] Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Vega-Expedition, S. 645.

Digitized by Google

„Das naheliegende Land bildet eine weite, stellenweise wellige Ebene. Den gröfsten Teil der Ebene nehmen Lagunen ein, die durch vom Eis- und Wogenandrang gebildete Sandwälle vom Meere getrennt sind."

Ganz ähnlich sind die Lagunenbildungen an der Nordküste Amerikas. Ein Beispiel möge dieselben charakterisieren. Das Kap Barrow[1], welches in eine sandige Spitze ausläuft, hat zwischen sich und dem Festlande eine circa drei englische Meilen lange, niedrige, sandige Bank von 40—50 Yard Breite, über welche bei Westwind die See hereinbricht. Nach Süden und Westen erhebt sich das Land allmählich. Zahlreiche Seen und Lagunen bedecken diesen Küstenteil. John Franklin[2], der im Boote den westlich vom Mackenziefluſs gelegenen Teil der Nordküste des amerikanischen Kontinents befahren hat, erzählt von dem „niedrigen, flachen Strande, der viele kleine mit Weiden umgebene Seen enthält, die so untief seien, daſs sie sich nur mit einem Baidar befahren lassen." Dr. Richardson, der Begleiter John Franklins, giebt eine ganz ähnliche Schilderung von der Küste östlich des Mackenzieflusses bis zum Kupferminenfluſs. Interessant ist ein Bericht des Dr. Richardson über die Küstengegenden bei 69° 38′ n. Br. und 132° 18′ w. L. „In der Nachbarschaft der Tokerspitze, sowie überhaupt östlich von der Streitspitze besteht das Land durchgehends aus ebenen Sandflächen, in denen sich Seen befinden, die mit dem Flutbette des Flusses kommunizieren. Aus diesen Ebenen steigen viele kegelförmige Hügel von 1—200 Fuſs Höhe jählings auf. Diese sind zuweilen vom Wasser unterwaschen und an solchen Stellen sieht man, daſs sie aus Sand von verschiedener Farbe bestehen, in welchem sehr groſse Blöcke Treibeis eingelagert sind. Sie sind mit $^1/_2$—1 Fuſs starken Schicht schwarzer Dammerde bedeckt, welche beweist, daſs sie sich nicht aus der neuesten Zeit herschreiben, wiewohl sie einst aus Flugsand entstanden sein dürften. Gegenwärtig reichen die höchsten Fluten nur bis an den Fuſs dieser Hügel, wo sie eine starke Schicht Treibholz absetzen." Ebenso interessant ist die Beschreibung der Insel Iglulik, deren Entstehung durch „Indiehöheschichten" bereits in einem früheren Abschnitt behandelt worden ist. Hier sei nur noch auf Kapitän Lyons[3] Schilderung derselben hingewiesen, der sie einen „ungeheuren Morast oder Sumpf" nennt, der „voll von Seen" ist.

---

[1] Report on the international Polar expedit. S. 22.

[2] Zweite Reise des Kapitän John Franklin an die Küsten des Polarmeeres S. 184, 207, 228.

[3] Captain Lyons Private Journal. 1823. S. 446.

Digitized by Google

Es sei endlich noch einer Bemerkung Dr. Bunges[1] gedacht, die sich auf die Salzwasserseen der Fadejew-Insel bezieht: „Die nach Norden sich erstreckende Halbinsel verflacht sich nach Osten immer mehr und endigt als Sand-, d. h. als zeitweilig überschwemmtes Flachufer. Die Niederung selbst ist mit kleinen Salzwasserseen besetzt."

III.

DIE TRANSPORTATIONSTHÄTIGKEIT DES TREIBEISES.

Infolge seines festen Aggregatszustandes und seines geringen spezifischen Gewichts, welches kleiner ist als das seiner Mutterlauge, aus der es auskrystallisiert, besitzt das Treibeis die Fähigkeit, feste Körper, die im Wasser nicht schwimmen würden, auf seinem Rücken zu tragen. Bedenkt man nun, welche gewaltige Ausdehnung der Verbreitungsbezirk des Treibeises besitzt, dafs es nicht als stabile Fläche sich über das Eismeer spannt, sondern durch Strömungen und Winde getrieben in einer fortwährenden Bewegung sich befindet und ungeheure Reisen zurücklegen kann, dafs es in Form von Eisbergen oder grofsen Hummocksmassen eine aufserordentliche Tragfähigkeit zu entwickeln vermag, so wird man wohl glauben dürfen, dafs das Treibeis als Transportmittel im Haushalte der Natur eine wichtige Rolle spielen mufs. Der Vollständigkeit halber sei hier eingeschaltet, dafs die Tragfähigkeit des Treibeises in bemerkenswerter Weise erhöht werden kann, wie uns Dr. Rink von den grönländischen Eisbergen berichtet. „Die Hauptmasse, welche die gröfseren Eisberge ausmacht, ist ein weifses Eis, welches bei genauer Prüfung ganz und gar von sehr dünnen, länglichen oder linealen Luftbläschen durchzogen ist. Dieselben liegen parallel zu einander und vermindern nach (Helland) sein spezifisches Gewicht auf 0,886." Es wird dadurch bewirkt, dafs ein Eisberg nicht blofs mit $^1/_7$, sondern mit noch mehr seiner Masse über die Wasserfläche emporragt. Bestimmt man durch Schätzen die durchschnittliche Gröfse eines grönländischen Eisbergs, so kann man mit Hülfe der obigen Zahlen die Tragfähigkeit eines solchen Durch-

[1] Petr. Geogr. Mitt. 1888, S. 46.

Digitized by Google

schnittsberges berechnen. Derartige Zahlen haben den grofsen Wert, dafs sie schlagender beweisen, als es Worte vermögen. Leider reichen die Beobachtungen nicht so weit, um derartige mittlere Gröfsen aufstellen zu können.

In einer dreifachen Beziehung kann sich diese neubildende Thätigkeit des Treibeises äufsern: erstens in einer geologischen Umgestaltung, zweitens in der Verbreitung vegetabilischer Organismen, endlich in der Erweiterung des Verbreitungsbezirks der polaren Tierwelt. Ehe wir indefs zu dieser neubildenden Thätigkeit selbst übergehen, wollen wir in kurzen Zügen ein Bild von den Vorgängen entwerfen, welche das Beladen des Eises herbeiführen.

1. DAS BELADEN DES TREIBEISES.

a. Bei seiner Erosionsthätigkeit und durch Einfrieren von Gegenständen.

Der Vorgang des Beladens mit Bodenmaterial geschieht zumeist bei seiner Erosionsthätigkeit, bei seiner schleifenden, aufwühlenden, abreifsenden Thätigkeit an den Küsten, wie auf dem Meeresgrunde in allen Formen seines Vorkommens als Eisfufs, gestrandetes oder treibendes Eis. Das „Plus“ an Masse und Gewicht entzieht es dem Boden, auf dem es gesessen, oder der Küstenwand, an der es gehangen hat. So lange es diese Last trägt, übt es seine Transportationsthätigkeit aus. In dieser Zeit ist seine Fracht, seien es Felsen, Steine, Geröll, Sand, Lehm oder Schlamm, der Lithosphäre entzogen; für diese Zeit gehört sie als ein eigentümliches Merkmal der Hydrosphäre an. Erst wenn sich das Eisfloss seiner Belastung entledigt, und dieselbe infolge ihrer spezifischen Schwere zu Boden sinkt, nehmen wir diesen Vorgang als eine Ausscheidung wahr; der Ort des Niedersinkens erfährt eine Zunahme, und von diesem Moment an beginnt eine Neubildung der Lithosphäre an jener Stelle.

Über diesen Vorgang des Beladens bei Erosion lesen wir bei Nares[1]: „Ein Stück schweren Eises, nicht weit vom Bug des Schiffes entfernt (Floeberg Beach, Nordküste des Grinnell-Landes), wurde vergangenen Herbst vollständig übergedreht, indem es den Teil, der auf dem Grunde geruht hatte, der Ansicht preisgab; es zeigte richtige Aushöhlungen und Furchen auf seiner Oberfläche und einige eingebettete, eisgeschrammte Steine bewiesen, dafs Hummocksberge oder

[1] Nares II, S. 267, 371.

Digitized by Google

gestrandetes Eis auf dem Meeresboden hinschleifen und auf Stein oder Felsen Schrammen oder Rinnen ähnlich den durch die Gletscher verursachten hervorbringen." Markham, ein Mitglied der Nares'schen Expedition, berichtet von einer derartigen Befrachtung folgendermafsen[1]: „Eine Reihe ganz schmutzig gefärbter Hummocks dehnte sich entlang der Kante einer Scholle aus (— er befand sich gerade auf seiner nordischen Schlittenreise 80° 10′ 30″ n. Br., 63° w. L. —); bei Prüfung dieser Mifsfärbung fanden wir als Ursache Schlamm oder Thon. Es schien, als ob diese Seite der Scholle gegen die Küste gerieben habe, oder in irgend einer Weise mit der Küste in Berührung gewesen sei." Bei De la Beche[2] lesen wir Genaueres über das Beladen von Eisbergen mit Sand, Schlamm und Gesteinsstücken, indem die Eisberge erst am Meeresboden hängen bleiben und dann plötzlich umgedreht werden. So liest man in diesem Werke, dafs „Rofs in der Nähe von Victoria-Land einen Eisberg sah, der plötzlich umstürzte und einen Teil des Grundes 100 Fufs über die Oberfläche des Meeres brachte, so dafs man ihn für eine Insel hielt."

In den Fjorden Südamerikas, im Golf von Peñas (46° 40′ s. Br.) z. B., hat Darwin denselben Vorgang beobachtet. Auch hier reichen Gletscher bis ans Meeresniveau und stofsen fortwährend ihre Enden ab, die schuttbeladen in den hiesigen Fjorden herumschwimmen.

Siehe auch „Brodbeck, Nach Osten." S. 66. Ferner: „Hans Egede Saabye, Bruchstücke eines Tagebuches, gehalten in Grönland, in den Jahren 1770—78." S. 3.

Sir Alexander Mackenzie[3], der am 10. Juli 1789 den Mackenziefluſs entlang fuhr, entdeckte an den Ufern der Mündungsarme dieses Flusses „Wände von Eis, in denen man Adern mit schwarzer Erde bemerkte". Wahrscheinlich war es Eis, welches sich hier gebildet hatte und ein Gemisch von Schlamm und Eis darstellt; vielleicht hatte auch das Sommertauen Schlammbäche über das an der Küste entstandene Eis hinweggeführt und auf diese Weise das Beladen herbeigeführt.

In charakteristischer Weise trägt der Eisfufs, wenn er sich losgelöst hat und in See treibt, seine Last. Es ist oft ein Gemenge aus Erde und Eis, seiner Bildung entsprechend. Sonst zeigt das Treibeis meist nur an der Oberfläche schmutzige Bestandteile und ist

---

[1] Nares, II, S. 267, 371.

[2] A. a. O. S. 216.

[3] Zweite Reise des Kapitän John Franklin an die Küsten des Polarmeeres S. 207.

Digitized by Google

im Innern klar und rein. Im Sommer während des Tauens sinken die dunkeln erdigen Bestandteile immer tiefer ein; infolge der gröfseren Absorptionsfähigkeit der Sommerwärme nämlich schmilzt die nächste Umgebung eines Geröllstückes schneller, als die blendend weifsen, reinen Flächen der Eisunterlage. So sinkt es immer tiefer in das Eis ein, eine mit Wasser gefüllte Röhre über sich lassend, die im nächsten Herbst wieder zufriert, und so kommt es, dafs bisweilen Felsenstücke tief im Innern einer Hummocksmasse gefunden werden können.

Es mag an dieser Stelle gestattet sein, eine besondere Form der Befrachtung von Eis zu erwähnen, die eigentlich in ein späteres Kapitel gehört, da sie sich auf im Meere schwimmende Gegenstände, und das sind vegetabile und animale Organismen, bezieht; es ist die durch Einfrieren herbeigeführte Belastung des Eises. Im Winter oder vielmehr schon im Herbst, wenn die Jungeisbildung wieder beginnt, wird es oft geschehen, dafs besonders an Küsten Meerespflanzen und -Tiere im neuen Eise einfrieren und im nächsten Sommer bei starkem Eisgang in unbekannte Länder und Gegenden mitgeführt werden. Dieser Vorgang wird erklärlicher, wenn man bedenkt, dafs die Ausscheidung der Eiskrystalle an festen Gegenständen, die vom frierenden Wasser umgeben sind, eher stattfindet, als in der reinen Flüssigkeit selbst. In diesen Abschnitt des Einfrierens gehört eigentlich auch die Art des Beladens, wie es der Eisfufs bei seiner Entstehung vollführt, und wie es schon im ersten Kapitel dieser Arbeit betrachtet worden ist. Ein Beispiel hierzu liefert Bessels[1], der in der Davis-Strafse auf einen schmalen Gürtel Treibeis stiefs, „in welchem sich zahlreiche hohe Schollen befanden, die teils schmutzig gefärbt, teils mit Grus und Steinen bedeckt waren; wahrscheinlich von der nahen Küste kommend, unter deren Schutz sie sich wohl gebildet hatten". Ein anderes Beispiel hierzu liefert Wrangel[2], wo er die Beschaffenheit der Torosse an der nordasiatischen Küste bespricht. Er unterscheidet Torosse alten und neuen Bruches, die in Bezug auf ihre Geröllbefrachtung einen wesentlichen Unterschied zeigen. Während er die Farbe der ersteren in der Regel als „schmutzig, stellenweise grau, oft mit Lehmerde gemischt, auch oft als ein unbestimmtes Dunkelblau" bezeichnet, spricht er diese Haupteigenschaft den „Torossen neuen Bruches" ab, indem er aber hinzufügt: „So rein die Farbe der Torosse neuen Bruches in der Regel ist, so trifft man doch zuweilen Schollen mit

[1] Bessels, Die amerikanische Nordpol-Expedition, I, S. 49.
[2] Parrot, Physikalische Beobachtungen des Baron v. Wrangel, S. 16.

Digitized by Google

trüber Farbe, wenn sie an seichten Stellen entstanden sind, wo die Bewegung des Meeres den Grund aufrührte, indessen das Wasser gefror."

b. Beladen des Eises durch Winde.

Sehr häufig finden wir den Boden der Polarländer, wenn er nicht mit Schnee oder Eis bedeckt ist, von geröllartigem Charakter. Die vielen Winde und furchtbaren Stürme führen ihrer Vehemenz entsprechend Bodenteile mit sich fort. Nach der Küste zu treibend lagern sie ihre mitfortgerissene Last auf den weiten Eisflächen des Meeres nieder. Besonders an Orten mit starker Küstenböschung, wo grofse Schneemassen durch ihren Druck lawinenartige Abstürze bereiten können, oder an Orten mit fjordartiger Küstenbildung, wo besonders heftige Thalwinde jahraus jahrein wehen, findet man das Eis meilenweit in die See hinaus mit den sie begleitenden leichteren Bodenbestandteilen bedeckt, deren Gewicht und Menge vom Ort des Ursprunges aus graduell abnimmt. Über eine solche Eisbefrachtung schreibt einmal John Rofs[1]: „Eine Eislawine mit Felsentrümmern und Wasser vermischt, stürzte von den Bergen auf die See nieder, brach das flache Eis bis zu einer grofsen Entfernung und zeigte, wie es kommt, dafs man die Eisberge und Eisfelder oft mit Eistrümmern und Erdschichten bedeckt findet. Diese Lawine zerbrach die glasigen Eisfelder, als wären sie schwache Spiegel, splitterte ihre Trümmer weit und breit mit einem Schlage ärger und mit länger dröhnendem Widerhalle als der Donner, bis wieder alles in die tote eisige Stille seiner früheren Ruhe zurücksank." Von den Fjorden des Baffins-Landes im Cumberland-Sund sagt einmal Dr. Boas[2]: „Infolge der eigentümlichen Gestaltung des Landes herrschen hier jahraus jahrein sehr heftige Winde, die ihren Einfluſs selbst auf den Charakter des Eises ausüben. Im Herbste stürzen die Böen mit solcher Gewalt von den steilen Bergen herab, dafs die schwache Eisdecke dem Drucke nicht widerstehen kann und aufgebrochen wird .... Von der unglaublichen Gewalt der hier herrschenden Stürme legt auch die Farbe des Eises Zeugnis ab, da es stets von auf- und eingelagertem Staub und Steinchen gelblich erscheint. In der Mitte des breiten Fjordes fand ich Steine von etwa 5 ccm Inhalt, die nur durch die Wirkung des Windes vom Lande aus hierher getragen sein konnten." Dieselbe

[1] Zweite Entdeckungsreise, II, Cockburn-Land westl. Admiralty-Inlet.
[2] Geogr. Mitteil. E. B. XVII, S. 13.

Digitized by Google

Erfahrung machte Nares[1] an der Nordküste des Grant-Landes bei Floeberg-Beach und im Robeson-Kanal: „Infolge der Befreiung des Landes vom Schnee ist der Staub vom Winde weggetragen worden und hat alle Hummocksberge schmutzig gefärbt. Dies begründet augenscheinlich das staubige Sediment, welches auf dem Boden der Wasserpfützen, die sich auf der Oberfläche der Schollen bilden, sich absetzt, und der Umstand, dafs es tief ins Eis einfriert.“ Bei demselben Gewährsmann[1] finden wir noch folgende interessante Mitteilung, die er über die nämlichen Gegenden macht: „Gelegentlich wurden Niederschläge von atmosphärischem Staub in ganz geschichtetem Eise angetroffen, bisweilen wie sehr kleine Punkte ausgestreut, welche, wenn geprüft, bewiesen, dafs sie Luftzellen voll allerfeinsten Staubes waren. Ähnlicher Staub wurde auf der Oberfläche der Schollen gefunden, gelegentlich sehr prächtig gefärbt durch das Wachsen einer Alge, die von Prof. Dickie als Nostoc aureum identificiert worden ist.“ Wenn auch meist nur in sehr geringen Mengen, kaum der Beobachtung und Rede wert, staubförmige Massen auf dem Eise angetroffen werden, demselben oft nur eine leise Farbenänderung ins Gelbliche oder Graue verleihend, und durch diese Farbenänderung sich bemerkbar machend, so spielen sie doch im Haushalte der Natur eine bedeutende Rolle, und drängen dem Forscher den Schlufs bedeutenderer Massenverschiebungen in der Lithosphäre auf, als man von vornherein anzunehmen geneigt ist, wenn man nicht blofs an einem winzigen Fleck von einigen hundert Quadratmetern Beobachtungen über die Staubbedeckung des Eises macht, sondern die vielen Tausende von Quadratmeilen der Eisbedeckung in Betracht zieht, und weiter berücksichtigt, dafs nicht nur Jahrhunderte, sondern Jahrtausende lang derselbe Prozefs sich jährlich abspielt, durchschnittlich wohl dieselbe Menge Staub jährlich verfrachtet wird und dafs im Laufe von Jahrtausenden diese Menge eine ganz beträchtliche Gröfse erreichen kann. Gerade derartigen allmählichen, und, wenn an einem Orte nur beobachtet, nicht einmal beachtenswert scheinenden Vorgängen in der Natur verdanken die meisten grofsartigen Naturwerke ihre Entstehung. Das Sprichwort „steter Tropfen höhlt den Stein“ ist hier so recht am Platze. Nicht sehr lange ist es her, dafs die Geologie und Geographie den Begriff der „Stetigkeit“ verwerten. Die „Stetigkeit“ der meisten Naturvorgänge ist die Ursache der grofsartigsten Veränderungen unserer Erdoberfläche.

---

[1] Nares, II, S. 149, 61.

Digitized by Google

Über die Staubbedeckung des Eises und die dadurch hervorgerufene dunklere Färbung, die man früher in einer Änderung der molekularen Beschaffenheit des Eises suchte, sagt Karl Weyprecht: „Allzu grofses Gewicht darf man der dunklen Färbung des Eises unserer Umgebung für den Vergleich nicht beilegen, denn die Oberfläche des Eises verliert auch unter normalen Verhältnissen mit dem Alter von ihrem ursprünglichen reinen Weifs. Wenn auch noch so wenig, setzt die Luft doch immer vom Winde zugeführte geringe Quantitäten Staub ab, die sich im Laufe des Jahres und der Jahre sammeln und der im Sommer schneefreien Oberfläche eine dunklere schmutziggelbe Färbung verleihen."

c. Beladen durch geröllführende Flüsse und Ströme.

In der Zeit des Tauens wird besonders an der Mündung von Thälern nach dem Meere zu eine grofse Schuttablagerung sowohl auf dem Eisfufs, als auch auf den vorüberschwimmenden Eisschollen durch die mit grofser Heftigkeit und grofsem Geröllreichtum herabkommenden periodischen Sommerströme der Polarländer stattfinden. Auch an der Mündung perennierender Flüsse ist dieser Vorgang beobachtet worden, so an den Mündungen der meisten sibirischen Flüsse. Hahn[1] schildert ihre Thätigkeit mit den Worten: „In den Tundren und Felsthälern des nördlichen Sibiriens reifst der Frost tiefe Spalten in den Boden, mächtige Felsstücke werden von den Abhängen abgesprengt. Ein grofser Teil dieser Trümmer gelangt durch die zahlreichen, massenhafte Sedimente führenden und häufig ansehnliche Deltas erbauenden Flüsse und Ströme in das Meer, wird auf dem Boden desselben ausgebreitet und durch Strömungen verteilt. Andere Geröllmassen gelangen mit den Eisschollen der Flüsse und durch die zahlreichen Gletscher in das Meer." Über das Herunterwaschen von Geröll durch Schmelzwasser berichtet Nares[2]: „Nach der Formation zu urteilen, welche wir später im Sommer beobachteten, als der frühe Tau die obere Schneekruste in Eis verwandelte, über welche die Sommerströme später Sand und Steingeröll niederlagerten, ist es wahrscheinlich, dafs die ganze Küstenlinie zwischen den Küstenhummocks und dem hohen Lande eine Kombination von beiden und in ähnlicher Weise gebildet ist; so traf z. B. in der Nähe von Kap Colan Lieut. Aldrich

[1] F. G. Hahn, Inselstudien, S. 65.
[2] Nares, II, S. 11, 55.

Digitized by Google

solches Eis, bedeckt mit Geröll oder Schlamm. Beides ist jedenfalls von den Bergen heruntergewaschen." An einer anderen Stelle schreibt Nares[1]: „Bergströme mit Schutt, Schlamm, Gerölle stürzen von den klippigen Ufern herab. Das Wasser derselben, wenn es mit den Hummocksbergen in Berührung kommt, rundet die Oberfläche der Schollenberge ab, auf denen es sich ausbreitet und ein dickes horizontales Lager abgerundeter Steine absetzt, welche es aus den höheren Gebieten heruntergeführt hat. Wir hatten vorher angenommen, dafs die von uns angetroffenen Steingeröllwälle einen Teil der wirklichen Küste bilden; aber die Tidenbewegung hat letzthin einige der Eisstücke umgekippt und so das niedrigere Lager unter der Gerölldecke offen gelegt. Indem die Hummocksberge durch das Wegschmelzen der ursprünglichen Oberfläche erleichtert werden, müssen viele von ihnen nach der See zu weggespült werden, sobald das Eis aufbricht, indem sie ihre Ladung abgerundeter Steingerölle mitnehmen." Über die Entstehung der Schmutzdecken des Eises an der Mündung der grofsen sibirischen Ströme lesen wir bei Nordenskiöld[2]: „Der Thongehalt des Wassers nimmt hier zu; es ist, als ob man in Thonschlamm segelte. Das Eis, zwischen welchem wir gestern hinsegelten, rührte wahrscheinlich von den Buchten des Ob, Jenissei oder Pjäsina her. Seine Oberfläche war schmutzig, nicht rein und weifs wie die Oberfläche des Gletscher- und Meereises, welches nie mit Land oder trübem Flufswasser in Berührung gekommen ist. Aufserhalb der grofsen Flüsse ist nämlich das Eis häufig, wenn der Schnee fortgeschmolzen ist, mit einem gelben Thonlager bedeckt. Diese Thonerde besteht offenbar aus Schlamm, welcher mit dem Flufswasser herabgespült und nachher von dem Wogenschwall auf das schneebedeckte Eis geworfen worden ist. Das Schneelager versieht den Dienst eines Siebes und scheidet den Schlamm wieder aus dem Wasser, welches deshalb nach dem Schmelzen des Schnees auch auf wirklichem Meereis ein Schneelager bilden kann, das die Überreste einer Menge kleiner Organismen enthält, welche sonst nur im Süfswasser leben." Sogar kleine Schneebäche, die den Küstenabhang herunterrinnen und über die Schnee- und Eisdecke der Küste sich ausbreiten, vermögen im Laufe des Sommers beträchtliche Mengen Schlamm und Schutt auf das Küsteneis zu verfrachten. Dann kann ein heftiger Schneefall eine neue Schicht Schnee darüberbreiten, der sich allmählich nach dem Vorgang der Gletschereisbildung in Eis verwandelt; es folgen

[1] Nares, S. 11, S. 11, 55.
[2] Nordenskiöld, Die Fahrt der Vega, I, S. 162.

Digitized by Google

wieder Schlammablagerungen u. s. w., und so kann es kommen, dafs im Laufe der Jahre unter günstigen Verhältnissen eigentümliche Küsteneisbildungen vor sich gehen können. Dumont d'Urville[1] traf einmal in der Nähe des von ihm entdeckten Louis-Philippe-Landes eine 24 m hohe und 280 m lange Eisscholle, „welche von grüner erdiger Farbe eine Mischbildung aus abwechselnden Lagern von Eis und Erde anzudeuten schien" und offenbar vorher an einer Küste festgehangen hatte. Dr. Richardson[2] machte eine ähnliche Beobachtung an einer Insel an der Nordküste Amerikas östlich des Mackenzieflusses und schildert dieselbe folgendermafsen: „Die steilen Uferwände dieser Insel waren etwa 40 Fufs hoch, und der Schnee, welcher sich während des Winters unter denselben angehäuft hatte, war mit einer Eiskruste bedeckt, die sich in schräger Richtung bis zu etwa $^2/_3$ der Höhe des Ufers hinaufzog. Diese Art von Eisberg war von den Wellen unterwaschen, so dafs sie blofs durch ihren Zusammenhang mit der hinter ihr stehenden Uferwand gestützt wurde. An manchen Stellen waren grofse Massen abgefallen, während an anderen die durch den schmelzenden Schnee entstehenden kleinen Bäche das Eis mit einer dicken Erdschicht belegt hatten, so dafs es auf den ersten Blick den Anschein hatte, als ob ein Teil des Ufers herabgerutscht sei. Die wahre Beschaffenheit des Eisbergs konnte man nur da bemerken, wo Spalten vorhanden waren. Die vom Lieutenant Kotzebue in seiner Reise nach der Behringsstrafse erwähnten gefrorenen Ufer oder mit Erde bedeckten Eisberge dürften auf ähnliche Weise entanden sein. Wäre die ganze Masse gefrorenen Schnees von diesem Ufer losgeborsten, so würde sie einen Eisberg gebildet haben, der an der Basis über 30 Fufs breit und an der einen Seite über 1 Fufs oder darüber hoch mit schwarzer Erde bedeckt gewesen wäre. Die Insel bestand aus Sand und Thonschiefer und war bei 1 Fufs Tiefe noch fest gefroren."

In ausführlicher Weise, wohl in der ausführlichsten aller Darstellungen, die ich über das Beladen von Treibeis mit Geröll u. s. w. bisher gelesen habe, hat Hall[3] das Vorkommen von erratischem Material auf Treibeis geschildert und auch zu erklären versucht. Der betreffende Abschnitt in Halls Narative of the 2nd arctic Expedition

---

[1] Dumont d'Urville, Voyage au Pole Sud, II, S. 327, Note 115.

[2] Zweite Reise des Kapitäns John Franklin an die Küsten der Polarmeers, S. 242.

[3] Hall, Narrative of the 2nd arctic expedition. Ed. by Nourse. Washington 1879, p. 193—198: Halls notes on finding rocks and débris on the ice.

Digitized by Google

ist zu umfangreich, als daſs er seinen Platz finden könnte, aber zu wichtig, um unerwähnt zu bleiben.

d. Beladen durch herabrollendes Trümmergestein an stark geböschten Küsten.

An allen Steilküsten polarer Landgebiete findet im Sommer ein fortwährendes Loslösen erdiger und felsiger Teile statt, die man immerfort auf den Geröllabhang aufschlagen hört, wenn man an einer dieser Küsten entlang wandert, wobei man Gefahr läuft, von den bisweilen ganz bedeutenden Felsenstücken totgeschlagen zu werden. Eine schöne Schilderung dieser enormen Erosionsthätigkeit besonders im Sommer giebt einmal Nares[1] von den Klippenküsten des Grantlandes und Nordgrönlands: „Während des durch die kurze Zeit der Erwärmung hervorgebrachten Tauens, welche in den arktischen Regionen den Sommer anderer Länder darstellt, findet eine Denudation der Klippen in einem groſsartigen Maſsstabe statt. Ungeheure Felsmassen stürzen von den Abhängen und bilden eine Böschung, welche ihre Basis verbirgt. Am Schlusse des vorübergehenden Sommers sind die Felsen mit Feuchtigkeit gesättigt; gespaltenes Schiefergestein und das lose Material bildet das Gerölle, welches mit Wasser bis zur äuſsersten Aufnahmefähigkeit quasi überladen ist; ohne warnende Anzeichen oder eine allmähliche Annäherung erscheint der Winter, und das Antlitz der Natur wird in wenig Stunden geändert. Feuchtigkeit und laufendes Wasser werden in Eis verwandelt, welches durch Ausdehnung eine zerstörende Wirkung auf die Felsen ausübt, was kaum mit der durch die Atmosphärilien bedingten Erosion vergleichbar ist, die in gemäſsigteren Klimaten vor sich geht; und bei dem ersten Eintreten des Tauens werden Felsmassen, nachdem sie an den schwachen Stellen, wo sie mit der Unterlage verbunden sind, sich losgelöst haben, von dem Abhang herabgeführt und stürzen auf die schneebedeckten Geröllböschungen und rollen hinab bis zum Eisfuſs, indem dieses Bewegungsmoment oft genügt, sie bis auf die Eisfläche selbst zu treiben, wo sie liegen bleiben, bis sie bei dem allgemeinen Aufbrechen des Eises seewärts geführt werden.“ Ein ähnliches Beispiel berichten die schwedischen Expeditionen[2] nach Spitzbergen und Bären-Eiland von den Küsten der Hinlopen-Straſse: „Frost, Eis und Wasser sind in

[1] Nares, II, S. 340.

[2] Die schwedischen Expeditionen u. s. w., S. 155.

Digitized by Google

dauernder Thätigkeit, um die Gebirge zunächst an den Küsten zu zerstören. Fortwährend finden Bergfälle, oft sogar bedeutende, statt. Eine ungeheure Steinmasse stürzt dann mit Donnergetön ins Meer, zum Teil von den Treibeisfeldern in andere Gegenden geführt." Dr. Pavy, ein Mitglied der Greely-Eypedition[1] schildert ähnliche Vorgänge bei Kap Rawson: „Der Eisfuſs war bedeckt mit groſsen und kleinen Steinen, die von den Klippen herniederfielen. An der Stelle, wo unser Zelt stand, lagen schwere Stücke Schiefer. Von Kap Union bis Floeberg-Beach sind Reisegesellschaften an windigen Tagen fortwährend dem Niederstürzen der Projektile von diesen zerklüfteten Gipfeln ausgesetzt." Bei Greely[2] lesen wir ferner in seinem Werke „Drei Jahre im hohen Norden" ganz dasselbe in Bezug auf die Küsten des Chandler-Fjords und des Kap Black. Er schreibt: „Wie gefährlich das Reisen an der Küste war, konnte man daraus ersehen, daſs unsere Reisenden, als sie nach Kap Black zurückkehrten, um eine zweite Ladung Vorräte zu holen, nicht nur die zurückgelassenen Provisionen mehrere hundert Schritt weit umhergestreut fanden, es waren auch von den Uferfelsen während eines heftigen Sturmes zahlreiche Steine auf den Eisfuſs herabgestürzt, und wo ihr Zelt gestanden hatte, lagen mehrere groſse Schieferblöcke." Und in Bezug auf den Chandler-Fjord: „An einer Stelle unterbrach eine schmale Kluft, anscheinend nicht über 100 Fuſs breit und über 1000 Fuſs tief, den Zusammenhang der Felswand. Es würde sehr gefährlich gewesen sein, am Fuſs dieser Felsen das Lager aufzuschlagen, denn der Eisfuſs war überall mit herabgestürzten Steinen bestreut. Während wir vorbeizogen, fielen mehrere Felsmassen Hunderte von Fuſs herab, bis sie am Rande der Küste auf dem Eisfuſs liegen blieben. An einer Stelle lag ein Felsblock, der mehrere Tonnen wiegen muſste, auf einer groſsen paläokrystischen Scholle eine halbe Meile weit vom Ufer; ich ging hin, ihn zu untersuchen in der Meinung, er könnte vielleicht mit der Scholle wo anders her gekommen sein, aber er war von derselben Formation wie die andern Felsen der Bai." John Roſs, Kane, die zweite deutsche Nordpolexpedition, Hayes, Bessels u. a., sie alle berichten von ähnlichen Vorkommnissen an den steilen Küsten, die sie besuchten.

---

[1] Greely, Report on the Proceedings etc., S. 172.
[2] Greely, Drei Jahre im hohen Norden, S. 149, 160.

Digitized by Google

e. Beladen durch Vulkane und vulkanische Asche.

Befinden sich in den Polarländern thätige Vulkane, so ist es bei der ausgesprochenen Inselnatur dieser Landgebiete sehr leicht möglich, dafs bei einem Ausbruch auch die umliegende Eisdecke des Meeres ihren Anteil an der Wirkung erhält. Während die Luft nur die leichten Teile der ausgeworfenen Masse mit fortzuführen vermag, trägt das Treibeis zuweilen die schwersten Felsenstücke des Auswurfs, der Strömung und dem Winde folgend, mit fort. Solche Vulkangegenden giebt es in den arktischen Gebieten nur sehr wenige. Rechnet man auf der Nordhalbkugel die isländischen Vulkane ab, da sie eigentlich nicht mehr in der wirklichen Treibeisregion des Sommers liegen, so ist vielleicht nur jener auf Jan Mayen zu nennen, der aber seit langer Zeit nicht mehr thätig gewesen ist. Anders ist es noch auf der südlichen Hemisphäre. Hier arbeiten heute noch zwei Vulkane, und der Umstand, dafs man von den südpolaren Landgebieten erst wenige und diese noch unvollständig kennt, läfst den Schlufs zu, dafs vielleicht näher dem Südpole noch andere thätige Vulkane existieren, deren feurige Thätigkeit inmitten eisbedeckter und im Eis begrabener Landschaften noch keines Menschen Auge bewundert hat. Die oben erwähnten zwei Vulkane sind der von James Clark Rofs[1] im Victoria-Land entdeckte „Erebus“ und das vulkanische Gebiet der Süd-Shetlands-Gruppe, Deception-Island. In der Nähe des ersteren traf Rofs[2] eine grofse Menge Eis (brash-ice) „von einer bräunlichgelben Farbe“. Von demselben sagt er: „Etwas von demselben wurde gesammelt und unter ein starkes Mikroskop gebracht, aber wir waren nicht imstande, die wahre Natur des färbenden Stoffes zu erkennen; von den meisten von uns wurde er für die feine Asche vom Mount Erebus gehalten, der nicht mehr als 80 Meilen von uns entfernt war.“ Die Deception-Insel schildert Hahn[3] mit folgenden Worten: „Sie ist ein prächtiges Beispiel einer hufeisenförmigen Vulkanruine, Santorin und Monte Colibre vergleichbar. Der gröfste Teil der Insel besteht aus abwechselnden Schichten von vulkanischer Asche und Eis, als ob der Schnee der einzelnen Winter durch Überdeckung mit einer Aschenschicht vor dem Schmelzen bewahrt geblieben wäre. Wenigstens 150 Öffnungen, aus denen mit zischendem Geräusch

[1] Rofs' Southern Regions, I, S. 216.
[2] Ebenda I, S. 243.
[3] Hahn, Inselstudien, S. 75.

Digitized by Google

Dampf ausströmt, bezeugen hinlänglich, dafs die vulkanische Thätigkeit hier noch nicht abgeschlossen ist." Es ist klar, dafs Eis, welches von dieser Insel in Form von Eisbergen abgestofsen wird, seine Aschendecke weit forttragen kann und für diejenigen Gebiete, wo es seine Last absetzt, eine Komponente der Bodenbildung wird.

2. ÜBER DEN TRANSPORTATIONSVORGANG SELBST.

Würde das Eis an der Stelle, wo es seine Last empfängt, sich derselben wieder entledigen, so könnte und brauchte man von einer Transportationsthätigkeit desselben kaum zu sprechen, auch dann noch nicht, wenn es diese Wirkung nur auf kurze Zeit und kurze Strecken ausüben würde. Aber gerade das Faktum, dafs geröllbeladenes Treibeis in meilenweiter Ausdehnung, viele Hundert Meilen von dem nächsten Lande entfernt, angetroffen worden ist, dafs diese Transportation eine regelmäfsig stattfindende Erscheinung ist, dürfte die Wichtigkeit der Treibeisthätigkeit in der Verfrachtung und Neuablagerung ganzer Bodenstrecken zur Genüge beweisen. In der That spielt das Treibeis nicht blofs als erodierender Faktor, sondern auch als Transporteur eine bisher vielleicht wenig beachtete, aber äufserst wichtige Rolle in der Veränderung der Bodenverhältnisse auf der Erdoberfläche. Während seiner Funktion als Transportmittel macht das Eis die eigentümlichsten Veränderungen durch. Als ein Produkt nordischer Gegenden wird es in den nach Süden gerichteten Polarströmen der nördlichen Hemisphäre in niedere Breiten geführt und schmilzt unterwegs immer mehr ab, bis es endlich seine Existenz ganz einbüfst. Infolge fortwährender Schwerpunktsveränderungen macht es auf dem Wege die wunderlichsten Drehungen und Wendungen, stürzt bisweilen kopfüber ins Wasser, erhebt sich und schwimmt schaukelnd weiter, um dasselbe Spiel bald wieder zu beginnen. Auf seinem vielfach gewundenen und mit Hindernissen reich ausgestatteten Reisewege stöfst es oft an, strandet auf kurze Zeit, wobei es häufig vorkommt, dafs der hereinbrechende Winter es bis zum nächsten Sommer auf dem Strandorte gefangen hält, und verliert immerfort an Masse. Bei seinem Zusammenstofs mit anderen Eismassen kann es sich bisweilen ereignen, dafs es bei seinem Umkippen einen Teil seiner Ladung dem Andringling abgeben mufs. Und dann findet der Polarfahrer auf letzterem in geologischer Beziehung ganz fremdartige Gesellen bei einander liegen, deren Heimat nicht dieselbe gewesen sein konnte. Ein Beispiel

Digitized by Google

hierzu liefert Dumont d'Urville[1]. In der Nähe der Daussy-Insel an der Küste von Louis-Philippe-Land bemerkte er eine der eigentümlichsten Eisinseln, die „mit erratischen Blöcken von ungeheurer Gröfse und augenscheinlich verschiedener Formation bedeckt war; ein Zusammenstofs mit einer anderen Eisinsel, die höher war, hatte sie von der letzteren auf die kleinere übergeführt, wenn sie sich nicht schon an der Küste zusammenbefanden, von der sie wegtransportiert wurden“[2].

An dieser Stelle ist es vielleicht am geeignetsten, ein Verzeichnis aller der Orte im Meere anzugeben, wo Treibeis, sei es als Eisfufs, gestrandetes oder treibendes Eis mit erdigen Bestandteilen (Felsen, Erde, Steine, Sand, Geröll, Thon, Schlamm u. s. w.) angetroffen worden ist. Selbstverständlich ist es nur ein sehr schwacher Versuch, einen Verbreitungsbezirk „beladenen Eises“ anzugeben, um durch eine graphische Darstellung desselben die Beziehung des Treibeises zu den polaren Landgebieten zu erkennen.

Fundort.	Art des Eises.	Fracht.	Beobachter oder Autor.
Grönland-See bis 0° O.			
1. König Wilhelms-Land	Küsteneis und Treibeis	Erde, Stein, Schmutz	Koldewey
2. Jameson-Land	Eisberge	Grün- und Mandelstein	Scoresby.
3. - -	Küsteneis	Thonschiefer, Talk	-
4. Kap Brewster (Scoresby-Land)	Eisberge	Granit, Gneifs	-
5. Kap Dan (Ost-Grönland)	2 Eisberge	Schutt	Danell.
6. 66° 51′ N. (Ostküste Grönlands)	Eisberg	Schlamm, Kies, Steine	Nansen.
7. 78° 26′ N. 2° 17′ W.	Treibeis	Erde, Kies.	Nordenskiöld.
Von 0° bis 30° ö. L.			
8. 79° N., 0° O.	Treibeis	Stein, Grus, Erde	Schwed. Expedition 68.
9. 79° N., 12° O. (Kingsbai Spitzbergen)	Gletschereisblöcke	braunroter Thon, Schlamm, Grus	Schwed. Expedition 68.
10. In allen spitzbergischen Baien, wo Gletscher endigen	Gletschereisblöcke	eingelagerte Schichten von Grus und Steinen	Heuglin.
11. Zwischen Spitzbergen und Bären-Eiland	Treibeis	erdige Bedeckung	Schwed. Expedition 64.

[1] Dumont d'Urville, Voyage au Pole Sud, II, S. 227, Note 35.

[2] Siehe ferner: Journal of the Royal Geographical Society, XXIII, S. 153, 526.

Digitized by Google

	Fundort.	Art des Eises.	Fracht.	Beobachter oder Autor.
12.	Fairhafen bei den Norweger-Inseln (NW. Spitzbergen)	Treibeis	feiner kosmischer Staub	Nordenskiöld.
13.	Walther-Thymen-Str.	-	Erde, Geröll, Trümmer	Heuglin.
14.	Hinlopen-Str.	Eisfelder	Stein, Geröll	Schwed. Expedition
15.	- -	Eisberg	Erde	Nordenskiöld.
16.	81° 45′ 5″ N., 24° 23′ O.	Treibeis	schmutzige, dunkle Flecken	Parry.
	Von 30° bis 70° ö. L.			
17.	79° N., westlich von Gillis-Land	Süfswassereis, Eisberge	Schmutz	Danenhower.
18.	Südlich von Franz-Josephs-Land	Treibeis	dunkel gefärbt	Weyprecht.
19.	Südlich von Franz-Josephs-Land	viele Eisberge	Erde, Schutt	Payer
20.	Teplitzer Bai (Franz-Josephs-Land)	Eisberg	erratisches Granitgeschiebe	-
21.	79° 24′ 5″ N., 61° 16′ 3″ O.	Eisberg	zwei Moränen mit Steinen, Felsblöcken, Kalkschiefer, Thonglimmerschiefer, Schwefelkies	-
22.	79° 24′ 5″ N., 61° 16′ 3″ O.	mehrere Eisberge	Felsen, Steine	-
23.	Schwarzes Kap von Nov. Semlja 75° 22′ N.	mehrere Eisberge	Schutt	-
24.	80° 24′ 56″ N., östlich Franz-Josephs-Land	kl. Eisscholle	Kies	Phips.
25.	Zwischen Ob-Mündung u. Franz-Josephs-Land	Treibeis	Treibholz	Pet. Geogr. Mitt. 1884.
	Von 70° ö. bis 170° w. L. (Sibirisches Eismeer.)			
26. 27. 28.	Ob- Jenissei- Pjäsina-	Mündung Treibeis	Schlamm- und Thonlager	Nordenskiöld.
29.	Kap Tscheljuskin	-	Sand, Erde	-
30.	Die darauf folgende asiat. Nordküste bis Ljachow-Insel	Küsteneis	schmutzig	-
31.	70° 50′ N., nördlich vom gr. Baranowfelsen	Torosse	Lehm, Sand, Erde	F. v. Wrangel.
32.	71° 30′ N., nördlich vom gr. Baranowfelsen	-	Lehm, Kies	-
33.	Nördlich der Wrangel-Insel.	Eisschollen	Schlamm	Gilder.
34.	Nördlich der Herald-Insel.	Eis	Muscheln, Schlamm, kleine Holzstücke, Stockfischkopf, Wallfischspeck	Danenhower.

Digitized by Google

	Fundort.	Art des Eises.	Fracht.	Beobachter oder Autor
35.	68° 48′ N., 178° 55′ W.	Eisfelder	Treibholz	Pet. Geogr. Mitt. 1879.
36.	68° N., 176° W.	Grundeisblöcke.	Schmutz, Erde	Nordenskiöld.

Von 170° w. L. bis 90° L.

(Parry-Archipel.)

37.	67° 38′ N., 133° 53′ W., Ufer des Mackenziefl.	Küsteneis	Adern von schwarzer Erde	John Franklin
38. 39.	Nordwestküste Amerikas 130° W.	-	Wechselnde Lager von Erde und Eis	Dr. Richardson.
40.	69° 43′ N., 141° 41′ W.	Schollenberg	großer Kieshaufen	John Franklin
41.	Prince of Wales-Str.	Küsteneis	Erde, Steine	Osborn.
42.	Melville-Sund (Byam-Martin-Insel)	Treibeis	Sand, Steine, Moos	Parry.
43.	Melville-I. (Südküste)	Küsteneis	schmutzig	-
44.	Sommerset-House (westl. Admiralty-B.)	Eisfuß, Küsteneis	Felsentrümmer, Geröll	John Roß.
45.	Boothia (Nord-Sommerset)	Küsteneis	schmutzig, Geröll u. Staub.	-

Das Eismeer nördlich von Grant- und Grönland, der Robeson-Kanal bis mit Smith-Sund.

46.	83° 20′ 26″ N. (nördl. von Grant-Land)	Treibeis	Staub, Diatomeen, Algen.	Markham.
47.	83° 10′ 30″ N., 63° W.	Hummocks	Schlamm, Thon	-
48.	Kap Union bis Floeberg-Beach	Eisfuß	Steine, Geröll, Felstrümmer, Schieferblöcke	Greely.
49.	Floeberg-Beach	Küstenhummocks	Stein, Geröll, Sand	Nares.
50.	Nordküste des Grant-Landes	Küsteneis	- - -	Lieut. Aldrich.
51.	Chandler-Fjord	Eisfuß	Steine, Felsblöcke	Greely.
52.	- -	Eisscholle	Felsblock	-
53.	Kap Black	Eisfuß	Steine, Geröll, Felstrümmer, Schieferblöcke	Greely.
54.	Kap Rawson	-	Steine, Geröll, Felstrümmer, Schieferblöcke	-
55.	Nasmith-Gletscher	Eisberge	Erde	-
56.	Ella-Bai	-	-	-
57.	Kap Camperdown	Schollenberg	50 Steine 100 bis 500 Pfund schwer über den ganzen Berg verstreut	-
58.	Küsten des Robeson-Kanals	Küsteneis	Schutt, Gerölle	Nares.
59.	81° 20′ N., 64° 34′ W.	Treibeis	Schutt	Bessels.
60.	Ostküste des Smith-Sunds	Küsteneis	schmutzig, Gerölle	Kane.

Digitized by Google

Fundort.	Art des Eises.	Fracht.	Beobachter oder Autor.
Baffins-Bai, Davis-Strafse, Hudsons-Strafse, Fox-Kanal, Hudsons-Bai.			
61. 75° 56′ N., 69° 27′ W.	Eisberge	Schutt, Gerölle	Bessels.
62. 76° N., 78° 28′ W. (Johns-Sund)	Eisberg	Granitstück	-
63. 68° 22′ 45′ N., 53° 77′ W.	Eisberg	Steine, Grus, Sand	John Rofs.
64. Wolstenholm-Sund	-	grofses Gneifsstück	-
65. Isefjord (Disko-Bucht)	Eisberge	grofse Steine	Saabye.
66. Isortok-Fjord	Eisberg	Erde	Pet. Geogr. Mitt. 1886.
67. Puissortok-Fjord	-	-	
68. Kikertasoak (Grönland)	Eisfelder	Rollsteine	Etzel.
69. Fjorde der westgrönländischen Küste, wo Gletscher endigen	Eisberge	schmutzig, mit Geröll beladen	Bessels. Kane.
70. Julianehaab	Grofseis	kleines Stück Silbit	Etzel.
71. 60° 39′ N., 52° 55′ W.	Treibeis	Grus, Steine, Geröll	Bessels.
72. 65° 20′ 56″ N., 84° 57′ W. (Fox-Kanal)	-	Sand	Parry.
73. 66° N., 83° 33′ 15″ W. (Browne-Insel)	-	-	-
74. Eingang in die Frozen-Strait.	Grofse Eisschollen	grofse Menge von Steinen, Schlamm, Sand, Meereskraut, Muscheln	Kapt. Lyon
75. 68° 23′ 58″ N., 82° W. (Ostküste der Melville-Halbinsel)	Küsten- und Fjordeis	Staub und Steinchen	Parry.
76. Cumberland-Sund (Fjorde desselben)	Küsten- und Fjordeis	- - -	Boas.
77. 36° 10′ N., 39° W. Atlantisch. Ozean, südwestlich von den Azoren.	Eisberg	Gesteinsblöcke	Couthony.
Südpolarmeer.			
1. 44° 48′ S., 1° 17′ W.	3 Eisberge	schwärzliches Aussehen	Schiffsjournale d. deutschen Seewarte.
2. 53° 57′ S., 34° 57′ W.	Eisberge	Felsblöcke	Cook.
3. 66° 26′ S., 34° 32′ W.	Eis	Erde	Weddell.
4. 60° 20′ S., 39° 28′ W.	Treibeis	erratisches Gestein	Dumont d'Urville.
5. Coronation-Insel (Süd-Orkney-Insel)	Eisberge	Erde und Steine	-
6. Nordküste von Louis-Philippe-Land	Treibeis	Erde und Sand	-
7. Nordküste von Louis-Philippe-Land	Eisscholle 24 m hoch, 280 m lang	abwechselnd aus Lagen von Erde und Eis bestehend	-
8. Östlich von Süd-Shetland-Inseln	Eisberg	grofser Felsblock	Sorrell.
9. 57° S.. 146° W.	-	erdig	Meteorolog. Papers 12. 1865.

Digitized by Google

	Fundort	Art des Eises	Fracht.	Beobachter oder Autor.
10.	46° 40′ S., Golf von Penas (Feuerland)	Eisberge	Schutt, Gerölle	Darwin
11.	Beagle-Kanal (Feuerland)	Gletschereisblöcke	Felsstücke	-
12.	Eyre's Sund (Feuerland)	Eisscholle	würfelförmiger Granitblock von 2 Fuſs Durchmesser	-
13.	60° 50′ S., 147° 25′ W.	Treibeis	gelbliche Flecken.	J. C. Roſs.
14.	50° 54′ S., 175° 36′ W.	3 Eisberge	Felsstücke mit Erde	-
15.	76° 42′ S., 165° 50′ W.	Eisschollen	Felsblock 6 Fuſs Durchmesser	-
16.	77° 49′ S., 162° 36′ W.	Eisberge, Eisschollen	viele Steine u. Erdklumpen	-
17.	76° 22′ S., 178° 16′ O.	Blasiges Treibeis	Vulkanasche	-
18.	72° 57′ S., 176° 6′ O.	Eisberg	Granitblock	-
19.	66½° S., 171° 50′ O.	-	Steine, Schlamm	-
20.	66½° S., 160° O.	Eismassen	Schlamm, Felsen, Steine	Wilkes.
21.	66° 29′ S., 138° 21′ O.	Treibeis	Felsentrümmer	Dumont d'Urville.
22.	Nordküste von Adélie-Land	Eisberge	rötlich-braune Flecke	-
23.	61° S., 103° 40′ O.	Eisberg, 250 bis 300 Fuſs hoch	dunkel gefärbt. Fels 20 Fuſs über dem Meeresspiegel	Darwin.
24.	43° 43′ S., 34° 33′ O.	Eisberg, 200 bis 250 Fuſs hoch	schwarze Stellen	Schiffsjournale d. deutschen Seewarte.

Schon aus dieser Zusammenstellung von Thatsachen läſst sich der eine wichtige Schluſs ziehen, daſs die „Landverfrachtung", die „Translokation von Bodenbestandteilen" an den Küsten selbst die gröſste ist, daſs sie zur Zunahme der Entfernung sich in einem umgekehrten Verhältnis befindet, wie das ja auch eigentlich ganz selbstverständlich ist. Daſs jene Eisthätigkeit noch nicht an allen Küsten nachgewiesen ist, liegt zum Teil in dem ungenügenden Litteraturmaterial, was dieser Tabelle zu Grunde gelegen hat, zum Teil an den noch mangelhaften Beobachtungen gerade in Rücksicht auf die erodierende und transportierende Thätigkeit des Eises. Man wird wohl zu dem endgiltigen Schlusse berechtigt sein, daſs an allen Küsten der polaren Landgebiete eine solche Eisverfrachtung stattfindet, natürlich vorausgesetzt, daſs dieselben überhaupt mit dem Treibeis in Berührung kommen, daſs dieser Vorgang des „Beladens" am Entstehungsherd des Treibeises, d. h. den dem Pole am nächsten liegenden und unter dem Einflusse der kalten Strömungen stehenden Polargebieten, am mächtigsten ist, und daſs die Fortführung des Materials in der Richtung der herrschenden Ströme und Winde stattfindet. So werden die Eismassen des sibiri-

Digitized by Google

schen Eismeeres ihre Ladung der Westrichtung des herrschenden Stromes entsprechend in einer Nordwestrichtung fortführen, und diese Strömungsrichtung, welche infolge der Erddrehung und anderer noch nicht näher bekannter Ursachen sich in Bogenform am Franz-Josephs-Land und nördlich von Spitzbergen nach Ostgrönland hinüberzieht, wendet sich dort nach Süden und führt das geröllragende Treibeis in niedere Breiten. An der Westküste Grönlands ist ein südnördlicher Strom konstatiert, der die Unzahl der hier entstandenen Eisberge zu einer nördlichen Reise verurteilt, welche indes im Norden der Baffins-Bai eine Linksschwenkung ausführen und einen südlichen Kurs gemeinsam mit der an der Ostküste Baffins-Lands nach Süden streichenden Polarströmung einschlagen. Dieselbe nimmt aufserdem das aus dem Smith-Sund und weiter nördlich herstammende Eis mit sich und gelangt bei einer fast genau meridionalen Reise bis in die Breite New-Yorks. Hinzuzufügen ist hier noch, dafs auch beträchtliche Eismassen des Lancaster-Sundes, des John-Sundes und der Hudson-Strafse sich dieser Reise anschliefsen. Gehen wir in westlicher Richtung weiter um den Pol herum, so stofsen wir zunächst auf etliche Strömungen schwankenden Charakters im Parry-Archipel. Im allgemeinen steht indes fest, dafs in der Melville- und Barrow-Strafse im Sommer eine südliche Bewegung der Eismassen stattfindet, welche die Südküsten dieser Länder von der lästigen Eisfessel befreit, darum aber auch die Nordküste derselben um so schwerer bedrängt. Eine solche Südbewegung ist auch in der Behrings-Strafse und zwar an deren Westküste konstatiert worden. Dafs diese Strömungen, von denen hier ein grobes Bild entworfen worden ist, natürlich noch grofsen Schwankungen unterworfen sind, lehren die Erfahrungen fast aller Polarforscher. Gezeiten, Winde, Flüsse, die südliche Bewegung kalten Wassers in der Tiefe und der Wechsel der Jahreszeiten bedingen diese Änderungen. Es ist hier nicht der Ort, auf diese Specialfälle näher einzugehen. Ich verweise deshalb auf „Hoffmann, zur Mechanik der Meeresströmungen", Petermanns Geogr. Mitt. 1866, S. 383: „Neueste Beobachtungen über das Polareis und die Polarströmungen", Petermanns Geogr. Mitt. 1875, „Chavanne, die Eisverhältnisse im arktischen Meere und ihre periodischen Veränderungen". Ich habe nur kurz den Weg skizzieren wollen, auf welchem die „Verfrachtungsthätigkeit" des Treibeises stattfindet.

Digitized by Google

3. DIE NEUBILDUNGEN ALS RESULTAT DER TRANSPORTATIONSTHÄTIGKEIT DES TREIBEISES.

a. Erratisches Gestein.

Sichtbare und darum auch bereits beobachtete Neubildungen ruft beladenes Eis an den Küsten hervor, wenn es daselbst strandet und sich seiner Bürde entledigt. So geringfügig und so unbedeutend die Menge des gestrandeten Materials auch hier sein mag, so wirkungsvoll tritt sie uns aber in die Augen, wenn wir die Strandorte, auf einer Karte eingetragen, zusammenstellen und den Betrag des translocierten Materials annähernd überschlagen[1]. Wie eigentümlich bisweilen das Treibeis seine Last abläd, zeigt ein Fall, den Eskimos in Tessnissak (Westküste Grönlands) beobachtet hatten und den Bessels[2] gelegentlich erwähnt, wo er von der durch Eisberge an Steilküsten oft hervorgerufenen Rinnen- und Furchenbildung spricht. „Dafs die Eisberge hier oft bedeutende Gesteinsmassen führen, dafür sprach ein ansehnlicher Gneisblock, der an dem Rande eines kleinen Plateaus in der Nähe der Häuser lag. Nach einem starken Eisgange hatten ihn die Eingeborenen plötzlich bemerkt; seine Länge betrug etwa 15 Fufs, seine Breite deren 10, seine gröfste Höhe ungefähr 6. Er befand sich nahezu 25 Fufs über der Meeresfläche.“ Eine genaue Strauntersuchung der Polaris-Bai durch die Mitglieder der amerikanischen Nordpolexpedition förderte interessante Resultate der Transportationsthätigkeit des Treibeises an jener Küste zu Tage, die in früheren geologischen Zeiträumen stattgefunden haben mufs. Bessels[3] schreibt darüber: „Unter dem Kalkgerölle, welches die Ufer der Polaris-Bai deckt, gewahrten wir häufig Mineralien und Felsfragmente von so ausgeprägtem lithologischen Charakter, dafs wir über deren ursprüngliche Lagerstätte kaum in Zweifel sein konnten. Wir begegneten ähnlichen Gneisen mit Granitausscheidungen, wie wir sie anstehend in Fiskernässet gefunden, einem Trapp, wie wir ihn ähnlich auf Disko gesehen hatten, und zwischen dem Gerölle lasen wir Chabasitkrystalle und Leucite auf, wie sie ähnlich in der Nähe verschiedener Kolonieen Nord-Grönlands vorkommen. Porphyre und Syenite, jenen ähnlich, die uns später bei Port Foulke zu Gesicht kamen, gehörten

---

[1] Professor August Sonntag, Thrilling narrative of the Grinnell Exploring Expedition to the Arctic Ocean 1853/55, S. 148.

[2] Bessels, Die amerikanische Nordpolexpedition, I, S. 93.

[3] Ebenda I, S. 156.

Digitized by Google

keineswegs zu den Seltenheiten; minder häufig war ein rotgelber Sandstein, der grofse abgerundete Quarzkörner umschlofs; er unterschied sich kaum von einer Strandbildung, die wir später südlich von Kap Alexander sahen. Auch ein Stück Lakradorit wurde gefunden und vereinzelte Fragmente von Hornblende und Jaspis. Diese bunte Sammlung von Mineralien und Felsarten konnte nur durch treibende Eismassen nach ihrer jetzigen Lagerstätte gelangt sein; die direkte Mitwirkung sich bewegender Gletscherströme steht gänzlich aufser Frage. Da man wohl kaum annehmen darf, dafs die metamorphischen Gesteine und die Trappformation, die südlich von dem neu entdeckten Lande längs der Küste West-Grönlands auftreten, sich nördlich des 81. Parallels genau wiederholen, so ist es am natürlichsten, die Heimat des erratischen Materials südlich von Polaris-Bai zu suchen. Obschon die hydrographischen Verhältnisse der Davis-Strafse und deren nördlicher Verlängerung noch nicht mit aller wünschenswerten Genauigkeit festgestellt sind, so unterliegt es dennoch keinem Zweifel, dafs die vorherrschende Richtung der Strömung eine südliche ist. Da aber jede Strömung etwaige Fremdkörper, die in ihr schwimmen, nur in der Richtung ihres Laufes entführen kann, und das erratische Material, welches wir in Polaris-Bai trafen, sich auf Lagerstätten zurückführt, die sich südlich von jener Bucht befinden, so kann man den Transport des Gerölles von Süd nach Nord nur durch die Annahme erklären, dafs die Richtung der Strömung früher die entgegengesetzte gewesen ist. Die Strömung konnte aber nur solange eine nördliche gewesen sein, als der Archipel, der jetzt im Nordosten Amerikas sich ausbreitet, noch einen Teil des Festlandes bildete, mit welchem Grönland zusammenhing. Da Polaris-Bai an der nordwestlichen Extremität Grönlands liegt und noch jetzt die deutlichen Spuren einer südlichen Strömung erkennen läfst, so mufste die Trennung Grönlands in der ursprünglichen Richtung der Strömung erfolgt sein, nämlich von Süd nach Nord." In dieser Weise findet eine bereits früher stattgehabte Treibeisthätigkeit als Beweismittel einer früher anders bestandenen Land- und Wasserverteilung Anwendung. Gerade das Studium der erratischen Blöcke und ihrer Heimatsorte läfst, wenn Treibeisthätigkeit als Ursache erwiesen, interessante Schlüsse auf die Gruppierung der Länder und Meere in den Zeiten der Translokation zu.

Einige weitere Beispiele werden diese Thätigkeit des Treibeises als Ursache des Auftretens erratischer Findlinge besser illustrieren. An der nördlichen Küste von King Williams-Island fand z. B.

Digitized by Google

Hobson[1], ein Begleiter M'Clintocks, eine grofse Menge Sandstein, „the probable result of icedrift" von der Melville-Insel oder Banksland her, und bei Mofs[2] lesen wir von einem erratischen Block von rotem Granit, der 12—15 Fufs über dem Meeresspiegel an der Südküste des Twin Glacier Valley gefunden wurde. Ferner berichtet Nares[3] von der Küste der Hilgard-Bai (Grinnell-Land): „Am Nordostpunkte der Bai traf ich auf einen Felsenpfeiler, welcher wie eine alte Ruine aussah und 40 Fufs über dem Meeresniveau sich befand. Bei näherer Untersuchung fand ich diesen Felsen voll Fossilien. Sie müssen durch Treibeis hierher transportiert worden sein, da sich seine Natur ganz von der der Umgebung unterschied." Bei Hann- v. Hochstetter-Pokorny[4] lesen wir einmal über die Thätigkeit der westgrönländischen Eisberge: „Dr. Rink hat berechnet, dafs 5 Eisströme von Grönland dem Meere auf diese Weise jährlich gegen 1000 Millionen Kubikellen Eis zuführen. Nur $^1/_7$ der Masse eines Eisbergs ragt aus dem Wasser hervor; dieselben sind deshalb unter dem Wasser meist vielfach höher als über demselben und transportieren die Steinblöcke und den Schutt, mit dem sie beladen sind, weithin, bis sie an einer südlicheren Küste stranden und abschmelzen. Auf diese Weise werden grönländische Felsblöcke an die Küsten von Neufundland und Neu-Schottland transportiert und dort abgelagert." v. Fritsch[5] schreibt in seiner allgemeinen Geologie: „Jenseits des 40. Grades n. Br. herrschen im Atlantik Driftströmungen.... Mächtige Ströme kalten Wassers fliessen von der Ostküste wie von der Westküste Grönlands nach Süden, durch die Erdrotation an die amerikanische und grönländische Küste gedrängt, bis bei den nebelreichen Neufundlandbänken der kalte Strom unter den warmen taucht; durch einzelne besonders grofse Eisberge, welche durch den ganzen warmen Oberstrom ihren Weg fortgesetzt haben, ist das Vorhandensein der kalten Unterströmung beglaubigt, durch welche sich erklärt, dafs man auf den Azoren Blöcke von Gneifs u. s. w. antrifft, die vermutlich grönländischen und nordamerikanischen Ursprungs mit den Eisbergen fortgeführt werden." Eine grofse Reihe von Beispielen dieser Art finden wir in der Beschreibung der zweiten deutschen Nordpolfahrt verzeichnet. Es würde zu weit führen, wenn alle Einzelheiten hier aufgezählt würden. Thatsächlich läfst sich im König-Wilhelm- und Scoresby-Land eine von Nord nach Süd gerichtete „Verfrachtung"

[1] M'Clintock, Fate of Franklin and his Discoveries, S. 309.
[2] Mofs, Shores of the Polar Sea, S. 18.
[3] Nares, II, S. 61.
[4] Allgemeine Erdkunde, S. 446.
[5] Allgemeine Geologie, S. 31.

Digitized by Google

des Bodens erkennen, wenn man nämlich die geologische Beschaffenheit des erratischen Materials mit derjenigen des anstehenden Küstengesteins vergleicht. Scoresby erwähnt von den Küsten des Jameson-Landes Beispiele derselben Art. — Über die durch Treibeis vermittelte Beziehung des Franz-Josephs-Landes und Spitzbergens lesen wir in den von Weyprecht[1] entworfenen „Bildern aus dem hohen Norden“: „Der Eisberg, der auf den Bänken im Südosten von Spitzbergen strandet und die mitgeschleppten Steine und Felsblöcke absetzt, hat seine Heimat vielleicht in einem Teile von Franz-Josephs-Land.“ Ähnliche Funde machte Heuglin[2] an der Nordküste der Egede-Insel (Spitzbergen): „Hin und wieder stöfst man auch auf grofse Findlinge von Rosengranit und Hyperit; namentlich liegen diese vor den Mündungen der zahlreichen Schneewasserbäche. Ihre Lagerstätten sind übrigens wohl entfernt im Innern des Landes zu suchen, da die Oberfläche ganz poliert erscheint und sie also entweder durch Gletscher thalabwärts geschoben oder vielleicht gar von Gletschereisblöcken, die hier strandeten, weit aus Nordosten her übers Meer getragen worden sind.“ Blöcke desselben zweifelhaften Ursprungs entdeckte Heuglin[3] am Tschornoi-Myfs des Matotschkin-Scharr, von denen er ausdrücklich hervorhebt, dafs sie durch Treibeis hierher gebracht worden sein müssen, und in Töppens[4] Monographie von Novaja Semlja finden wir ein entsprechendes Beispiel: „Es scheint, dafs an mehreren Punkten der Küste Steinkohlen am Boden umherliegend aufgefunden worden sind, so in der Silberbucht, am Westende des Matotschkin-Scharr, an der Ungenannten Bai. Jedenfalls sind dieselben erratisch, nämlich entweder vom Meere ausgeworfen oder durch gestrandetes Eis abgelagert worden. Über ihre Heimat ins Klare zu kommen, wird kaum möglich sein. Sicher ist, dafs man auch anderwärts solche Funde gemacht hat, z. B. an den Ufern des Karischen Meeres unweit der Karamündung. Dort fand man grofse Stücken Steinkohle, welche „die See gerollt hatte“. Über erratische Findlinge im Taimyrgebiet[5] sei noch folgendes erwähnt: „Die sibirische Tundra des Taimyrlandes ist mit einem erratischen Material, grofsen Blöcken von Granit, Syenit, Diorit, Gneis und Glimmerschiefer überschüttet, und es ist nicht unmöglich, dafs sie blockbeladenen Eisschollen ihre Ablagerung ver-

[1] Petr. Geogr. Mitt. 1875, S. 349.
[2] Heuglin, I, S. 186.
[3] Ebenda II, S. 73.
[4] Töppen, Novaja Semlja, S. 76.
[5] Julius Payer, Die österreichisch-ungarische Nordpolexpedition, S. 268.

Digitized by Google

danken, welche in einer früheren Periode von noch unbekannten Ländern herabgeführt und auf dem damals noch unterseeischen Teile Nordasiens fallen gelassen wurden." Im „Journal of the Royal Geographical Society"[1] spricht einmal Middendorff bei einer Schilderung der Taimyr-Halbinsel von einem nördlich des Taimyr-Sees aufgefundenen erratischen Quarzblock, der hier nach Middendorfs Ansicht wahrscheinlich durch die Wogen bei einer Überschwemmung abgesetzt oder verschoben, wahrscheinlicher aber durch das Eis niedergelegt worden sei, wie der Herausgeber des Journal, Colonel Jackson, in einer Anmerkung zu Middendorfs Schilderung richtig bemerkt.

Interessant und deshalb bemerkenswert ist die Beziehung der erratischen Blöcke Islands zu den Gneisen des Franz-Josephs-Landes, die ungeheure Granatkrystalle einschliefsen. Reclus[2] äufsert die Meinung, dafs die ersteren vielleicht durch Eis hierher transportiert worden seien.

b. Entstehung von Untiefen, Bänken, Inseln.

Die bedeutendsten Neubildungen, die durch Entladung befrachteten Treibeises hervorgerufen werden, sind diejenigen auf dem Meeresboden. Es liegt auch auf der Hand, dafs von dem von den Küsten der polaren Landgebiete entführten Bodenmaterial der weitaus gröfste Teil dem Meere anheimfällt und dem Meeresboden zu gute kommt. Das liegt schon in dem geringen Spielraum begründet, den das Treibeis der Meere an den Küsten dargeboten erhält, wenn es seine Last stranden will. Dieser bandartige Saum ist nur ein geringer Bruchteil der riesigen Meeresfläche. Wenn auch das Eis in der Nähe der Küsten in Bezug auf seine Fracht durchschnittlich reicher beladen ist, als auf hoher See, so wird immerhin die Küste selbst den wenigsten Anteil des ihr entführten Materials erhalten; ein grofser Teil kommt dem zunächst liegenden Meeresboden zu gute, das übrige verteilt sich graduell abnehmend auf die weiteren Räume. Im Verlaufe seiner Reise verliert also das Treibeis von seiner Last immer mehr. Diese graduelle Abnahme kann aber unter gewissen Umständen eine Verstärkung erfahren, wenn das Eis auf seinem Wege aufgehalten

[1] Narrative of H. Middendorffs Journey in Northern Siberia, S. 256.
[2] Reclus, Nouvelle Géographie Universelle, XV, S. 99.

Digitized by Google

wird. Der Ort, wo es zum Verweilen genötigt wird, erhält der Zeitlänge seines Haltens entsprechend natürlich mehr von der Fracht des Treibeises, als ein anderer, an dem es nur vorüberschwimmt. Hierbei ist auch zu berücksichtigen, dafs diese Thatsache im Sommer, wo das Zerbröckeln und der damit Hand in Hand gehende Verlust an Material stetig fortschreitet, ihre gröfste Gültigkeit besitzt, ferner auch bei stürmisch aufgeregter See, wo die Schollen und Berge, hin und her geworfen, schon durch diese schwankende Bewegung viel Material von ihrem Rücken herabfallen lassen. — Bewegen sich beständig felstragende Eismassen in einer anhaltenden Strömung und erleidet der Zufluſs an solchen Massen keine Unterbrechung, so können entsprechende „Linien von Ablagerungen“ entstehen, die gewissermafsen das erste Stadium einer Neubildung auf dem Meeresboden darstellen. An Orten mit geringer Strömung oder in solchen Meeresteilen, wo nur eine Hin- und Herbewegung des Wassers, aber kein „Hindurchpassieren“ desselben stattfindet, endlich auf Untiefen, auf denen das Eis festgehalten wird, wird sich die Abgabe seines Materials auf einem abgeschlosseneren Bezirk konzentrieren und deshalb hier gröfsere Wirkungen hervorrufen können. Innerhalb langer Zeiträume kann an solchen Stellen eine stetige Schuttablagerung zur Bildung von Untiefen, Bänken und, wenn eine säkuläre Hebung des Bodens hinzutritt, zur Entstehung von Inseln führen. Ein interessantes Beispiel dieser Art bieten die Untiefen, die sich häufig Fjorden vorgelagert finden, wo sich die Thätigkeit eines Gletschers entfaltete, welchem jene Untiefen auch häufig ihre erste Entstehung verdanken. Hat sich der Gletscher im Laufe der Zeit zurückgezogen und reicht nur noch am hinteren Ende des Fjordes ins Meer, wo er seine Thätigkeit durch Abstoſsen von Eisbergen noch kundgiebt, dann schwimmen jene Eisberge, die häufig noch Spuren ihres ehemaligen Thalbettes an sich tragen, bis an jene Untiefen, werden dort festgehalten und entledigen sich ihrer Last. So ist z. B. die Entstehung der „Holme“, jener kleinen inselartigen Bildungen der spitzbergischen Fjorde zu erklären. Wir lesen darüber in der Beschreibung der schwedischen Expeditionen: „Die Flut, die sich auf den Strand der Kingsbai wälzte, war rötlich gefärbt von dem braunroten Thon, aus dem der Meeresboden besteht, ebenso der Schaum. Wenn der Gletscher kalbt und die Eisberge einer nach dem andern niederstürzen, sodafs der flache Fjord davon aufgerührt wird, sie selber aber gewälzt und umgekehrt werden, sodafs ihr Fufs nach oben zu stehen kommt und einen Teil des Bodens mit sich nimmt, dann schwimmen sie nach dem

Digitized by Google

Holme und legen hier ihre Ladung nieder. Der Holm ist daher nichts anderes, als eine zum Gletscher gehörige Moräne. Der feine rote Schlamm, der Grus und das Gerölle bilden erst eine lockere Masse; wenn sie aber von dem schmelzenden Schnee getränkt und geebnet werden, wird sie allmählich fester und härter und zuletzt zu einer Art Conglomerat, daraus hier überall die Holme bestehen." — Eine interessante Erscheinung sind die Bänke, die sich an der Westküste Grönlands von Sukkertoppen und Godthaab bis Frederikshaab hinziehen, wie die Hellefiske-Bank, die südwestlich von Godthaab gelegene Fyllas-Bank und andere kleinere, durch Lothungen näher festgelegt. „Diese Bänke[1] erstrecken sich in einem durchschnittlichen Abstande von 20 Seemeilen von der Küste zwischen 62 und 69° n. Br., während weiter nördlich dieselben vollkommen aufhören. Sie sind 15–50 Faden (28—94 m) tief und fallen nach Osten zu gegen das Land ziemlich steil auf 200 Faden (377 m) ab, nach Westen weniger schroff. Der Grund besteht in der Regel aus ziemlich grobem Sand mit Steinen und Schaltieren, während sich im tiefen Wasser fast überall Schlick vorfindet. Das Schleppnetz, mit welchem auf der ganzen Reise soviel wie möglich gearbeitet wurde, ergab besonders auf den Bänken eine reiche Ausbeute von Tieren und Pflanzen." Diese Bänke werden wohl in der Hauptsache früheren Gletschern ihre Entstehung verdanken, deren Endmoränen sie darstellen. Durch das Stranden der zahlreich hier vorhandenen und oft mit Steinen, Felsen u. s. w. beladenen Eisberge dürften sie aber eine nicht unwesentliche Erhöhung und Annäherung an die Meeresoberfläche innerhalb langer Zeitabläufe erfahren haben. — In treffender Weise schildert Hahn[2] die Transportationsthätigkeit des Treibeises, indem er sagt: „Ich hatte bei einer früheren Gelegenheit einige Mitteilungen über Bildung von Untiefen und Geröllbänken im Meer durch recente Eisberge und erloschene Gletscher zusammengestellt; die damals gewonnenen Resultate werden durch einige neuere Beobachtungen vollkommen bestätigt. Die flämische Kappe, die bekannte grofse Untiefe östlich von der Neufundland-Bank, ist mit grofsen Steinen übersät; sie ist, wie Otto Krümmel[3] bemerkt, nichts weiter als eine kolossale erratische Aufschüttung von 2—3000 m relativer Höhe. Hier wie auf der Neufundland-Bank trifft die kalte, gerölltragende, Eisberge führende Labrador-Strömung mit dem wärmeren Golfstrom, oder wie man diese

[1] Die Expedition des Kreuzers Fylla nach der Baffinsbai, 1886, S. 151.
[2] Hahn, Inselstudien, S. 168.
[3] Ausland 1883.

Digitized by Google

Strömung sonst nennen mag, zusammen; die Berge schmelzen, und die mitgebrachten Steine schütteten allmählich jene umfangreichen Bänke auf. Im Herbst 1882 fand Murray auf dem „Wyville Thomson-Rücken" im Norden von Schottland alle höheren Stellen aus Kies und Steinen bestehend. Viele der letzteren waren abgerundet, und einige zeigten deutliche Spuren von Gletschereinwirkungen. Die Mannigfaltigkeit der Steine war eine sehr grofse; man fand Sandstein, Diorit, Glimmerschiefer, Gneifs, Hornblende, glimmerhaltigen Sandstein und Kalkstein. Die norwegischen Nordmeer-Expeditionen haben nicht nur zahlreiche erratische Geschiebe auf dem Boden des Norwegischen Meeres gefunden, sondern auch nachgewiesen, dafs der gröfste Teil der dortigen Ablagerungen von Schlamm und Thon aus Material besteht, welches von dem Treibeis und den Gletscherströmen aus Island, Grönland und Spitzbergen in das Meer hineingeführt wird. Wenn festgestellt werden könnte, dafs jene durch Eisberge veranlafsten Ablagerungen irgendwo den Meeresspiegel erreichen, würden wir den Begriff der erratischen Aufschüttungsinseln in unser Inselsystem aufzunehmen haben." Ein hervorstechendes Beispiel von Bank- und Untiefenbildung, hervorgerufen durch Schuttablagerung von Treibeis liefert die Bank oder das Riff zwischen Spitzbergen und Bären-Eiland. „Im März und April", schreibt Freeden[1], „wird es auf der Bären-Insel unwirtlich, in wirksamster Weise schiebt die westliche Kompensationsströmung die schon sich lösenden Eismassen des Barents-Landes und weiter von Nowaja Semlja und Nordsibirien an und über das Riff; ein Teil strandet in dem daselbst nur 21—45 Faden tiefen Wasser und läfst die Stein- und Moränen-Ablagerungen zurück, von denen die Germania schöne Proben mitgebracht hat." Karl Weyprecht[2] sagt über diese Bankbildungen Folgendes: „Die Bänke von Neufundland, ferner jene im Süden von Spitzbergen u. a. m. verdanken wahrscheinlich wenigstens zum Teil ihre Bildung den Eisbergen, die sich dort in gesetzmäfsigem Zuge gegen Süden auflösen, sobald sie mit dem wärmeren Wasser zusammentreffen und die dem Norden entführte Last abwerfen. Im Laufe der Jahrtausende können sich auf diese Art ausgedehnte Bodenerhebungen bilden." — Ein anderes schönes Beispiel einer durch Treibeis hervorgerufenen erratischen Aufschüttung lesen wir in den „Annalen der Hydrographie"[3]; es ist dies eine

[1] Mitteilungen aus der norddeutschen Seewarte. I. Über die wissenschaftlichen Ergebnisse aus der ersten deutschen Nordpolarfahrt 1868, von Freeden, S. 5.

[2] Karl Weyprecht, Die Metarmorphosen des Polareises, S. 15.

[3] Annalen der Hydrographie, XII, 1884, S. 611.

Digitized by Google

nördlich von der Karischen Pforte von der „Dijmphna" angetroffene Lehmbank. Die im Karischen Meere herrschenden Strömungen und das lange Verweilen des Treibeises an dieser Stelle, welches zudem zum gröfsten Teile mit Lehm bedeckt ist, deutet darauf hin, dafs diese Bank durch die bei der Zerstörung der Eismassen zu Boden sinkenden Lehmmassen gebildet worden ist, und dafs dieser Vorgang ein Jahrhunderte lang wiederholter gewesen sein mufs. — Inwieweit das Treibeis an der Bildung der zahlreichen Inselchen, Bänke, Untiefen an der Mündung der grofsen sibirischen und nordamerikanischen Ströme durch Schlamm- und Gesteinsablagerung beteiligt ist, ist noch nicht festgestellt. Dafs diese Beteiligung aber besteht, ist eine kaum bestreitbare Thatsache." Eine Stelle in Danenhowers[1] „Narrative of the Jeannette" gehört vielleicht hierher und verdient Beachtung. „Wir haben keinen anderen Beweis einer Strömung in der Nähe der Herald-Insel, als die Bildung von Bänken und Untiefen, welche ähnlich der Bildung der Grand-Banks ist, die darin besteht, dafs erdige Massen abgelagert werden."

c. Nivellierung des Meeresbodens.

Es ist klar, dafs die Ablagerung des von Treibeis mitgeführten Materials im grofsen und ganzen über die Meeresfläche hin stattfindet. Die Gründe, weshalb einzelne Stellen des Meeres eine Bevorzugung erleiden, sind oben auseinander gesetzt worden. Bei der „Landverfrachtung", die das Treibeis bewirkt, darf man sich den Vorgang nicht etwa in der allerdings sehr einfachen Weise vorstellen, dafs das Eis seine Ladung vom Verfrachtungsorte bis zum Ablagerungsorte wohlbehalten zu schleppen vermag, vielmehr dafs dieser Ablagerungsprozefs sich auf dem ganzen Wege stetig abspielt. So partizipiert die weite, tiefe Meeresgrundfläche ebenso an dem vom Eise getragenen Material, nur der Zeit seines Verweilens über derselben entsprechend durchschnittlich weit geringer, als Untiefen und strömungslose Meeresgebiete. Mit einem Worte: Das Treibeis übt durch seine Transportationsthätigkeit eine abtragende und über den Meeresgrund hin verteilende oder nivellierende Thätigkeit aus, die an verschiedenen Orten eine verschiedene Intensität erreicht und im allgemeinen an Untiefen und seichten Stellen des Meeres am gröfsten ist.

[1] Danenhower, Narrative of the Jeannette, S. 19.

Digitized by Google

Über die Schutt ablagernde Thätigkeit des Treibeises der Behrings-Straſse und Behrings-See giebt uns Weyprecht[1] in seinen „Bildern aus dem hohen Norden“ eine treffende Schilderung. Unter andern lesen wir daselbst: „Das durch die Behrings-Straſse nach Süden aufbrechende Eis wird, abgesehen von dem oft mächtigen Land- und Baieise, welches sich von Point Hope bis Point Barrow alljährlich im Sommer ablöst, gröſstenteils aus der Long-Straſse und der Nordküste des Tschuktschen-Landes herrühren und alle Sedimente in der seichten Behrings-See ablagern, deren Becken ein groſsartiges Erosionsphänomen darstellt und die Landverfrachtung des Polarstromes deutlich illustriert.“ Auch De la Beche[2] hebt in seiner „Geologie“ die nivellierende Thätigkeit des Treibeises hervor, indem er sagt: „Obgleich der groſse Eiswall der Südpolarländer auf den ersten Anblick keine groſse Wichtigkeit für den Transport von Mineralstoffen zu haben scheint, so hat man doch gefunden, daſs unter gewissen Umständen losgelöste Eisstücke eine bedeutende Menge von Schlamm, Sand und Felsstücken von verschiedener Gröſse in wärmere Klimate tragen und ihre Ladung über den Boden des Meeres ablagern“ .... „Das auf dem Boden ruhende Eis in der Nähe von Victoria-Land scheint demungeachtet die Kraft zu haben, vielen Detritus transportieren zu können, wenn es in Eisberge zerbrochen ist, überstürzt und Blöcke und kleine Bruchstücke, Sand, Schlamm über einen Teil des südlichen Stillen Ozeans streut. Die südlichen Shetland- und Orkney-Inseln, Süd-Georgien, Sandwich-Land und die Länder zwischen dem südlichen Shetland und Victoria-Land, welche mehr oder weniger mit Eis besetzt sind, tragen ohne Zweifel auch durch Gletscher, durch Küsteneis und wahrscheinlich auch durch umgestürztes gestrandetes Eis Blöcke und Getriebe, Sand und Schlamm zu dem Boden des südlichen Atlantischen Ozeans und zu dem Meere südlich von Afrika und Australien bei. Der südliche Teil von Amerika fügt seine vom Eis getragenen Gesteinstücke hinzu, und so werden also im Norden und im Süden Felsstücke aus den kälteren Teilen vom Eis fortgeführt und auf dem Meeresboden in den gemäſsigten Weltteilen zurückgelassen.“

An dieser Stelle sei es gestattet, auf den Zusammenhang der Lothungs- und Sondierungsresultate in den Eismeeren mit der Transportationsthätigkeit des Treibeises hinzuweisen. Bisher ist in der Litteratur der Polargegenden die Verfrachtungs-, wie überhaupt die

[1] Geogr. Mitt. 1875, S. 349.

[2] De la Beche, Vorschule der Geologie, S. 213, 226.

Digitized by Google

umgestaltende Thätigkeit des Treibeises noch nicht genügend gewürdigt worden und darum auch fast unerwähnt geblieben. Es ist klar, dafs eine solche im Laufe vieler Jahrtausende stattgefundene Thätigkeit auch auf dem Meeresboden sich geltend machen mufs, und die Beweise einer durchaus nicht gering anzuschlagenden Thätigkeit des Treibeises, wie sie bereits in dem bisher Besprochenen zwar dürftig gebracht worden sind, werden sich noch häufen, wenn nur erst die Tiefenverhältnisse und die Beschaffenheit des Meeresbodens in den Polarmeeren genügend aufgeklärt worden sind. Nach zwei Hauptrichtungen äufsert sich hier die Wirkung des Treibeises: erstens in der Abnahme der Meerestiefe, zweitens in der Umgestaltung des Meeresbodens inbetreff seiner Bestandteile. Faſst man die nordpolaren Landgebiete als eine Inselgruppe zusammen und stellt sie neben die vier grofsen Gruppen der dänischen, griechischen, westindischen und hinterindischen Inseln, so wird zunächst die geringe Tiefe in der Nähe ihrer Küsten im Vergleich mit den Meerestiefen an den Küsten der genannten vier Archipele auffallen, welche nicht allein durch die in den Polargebieten allerdings sehr kräftig auftretende Erosion und Denudation erklärt werden kann. Obwohl nicht geleugnet werden darf, dafs auch bedeutende Tiefen in dem nördlichen Eismeere gemessen worden sind, so ist doch die Seichtheit desselben eine so ausgesprochene Erscheinung, dafs man wohl behaupten darf, dafs dieselbe mit der polaren Natur der „Eis"-Meere zusammenhängt. Immerhin wird es wohl eine schwer lösbare Aufgabe bleiben, ein mittleres Mafs für die jährliche Ablagerung von Treibeismaterial auf dem Meeresboden anzugeben. Säkuläre Hebungen und Senkungen machen das Problem noch vollends schwierig. Besser schon vermag man den Einflufs des Treibeises auf die Bodenbeschaffenheit des Meeresgrundes hinsichtlich seiner Zusammensetzung zu erkennen. Die Resultate der Sondierungsarbeiten in den eisführenden Meeren werden sich von denen der in eisfreien Meeren vorgenommenen Dredgungsarbeiten wesentlich unterscheiden. Während die letzteren nur die gewöhnlichen Bestandteile des Meeresbodens: Schlamm und organische Reste enthalten, findet sich in den ersteren aufserdem noch erratisches Material: Sand, Steine, Felsstücke u. s. w., welche nur durch Treibeis an die Fundstellen gebracht worden sind. Das Vorkommen derartigen Materials hat man durch „Grundströmungen" erklären wollen, oder vielmehr umgekehrt: man hat aus dem Vorhandensein „rein gewaschener", jedes feinen Mulmes entbehrender Mineralteile schliefsen wollen, dafs an diesen Stellen des Meeresbodens unbedingt eine Strömung herrschen müsse. Man bedarf aber dieser

Digitized by Google

gewagten Annahme nicht, wenn man die Transportationsthätigkeit des Treibeises zur Erklärung heranzieht. Bei der ersten deutschen Nordpolarfahrt wurden von der Germania 39 Grundproben erhoben, welche sämtlich aus der Polarzone von 73° 17′ n. Br. bis 80° 39′ n. Br. stammten. In dem wissenschaftlichen Teile des Berichtes der zweiten deutschen Nordpolarfahrt[1] lesen wir darüber Folgendes: „Von diesen 39 Proben sind 22 Schlammproben, die übrigen 17 bestanden nur aus gröberen, steinigen Elementen ohne Schlammanhang. Zunächst ging aus diesen Sand- und Schlammproben die für die dortigen Meeresströmungen wichtige Thatsache hervor, dafs an den 17 Örtlichkeiten des Tiefgrundes ohne Schlamm sich die Anwesenheit von Meeresströmungen scharf erkennen liefs, welche von dem groben Sande allen feinem Mulm weggefegt habe, der sich notwendig sonst aus dem oberen Meere abgelagert haben müfste. Auch liefs sich durch die Gröfse der groben Kalk- und Kieselsandteile nachweisbar finden, dafs die dortige Grundströmung überall nur eine mäfsig beschleunigte sein kann, der diese gröberen Rollsteinchen noch zu widerstehen vermögen. Andererseits beweisen die 22 gehobenen Schlammproben, dafs an allen diesen Örtlichkeiten eine Grundströmung des Meeres nicht existiere, weil auch jede schwache fortgesetzte Bewegung des Wassers die gehobenen feinen Schlammteilchen fortgefegt haben würde.“

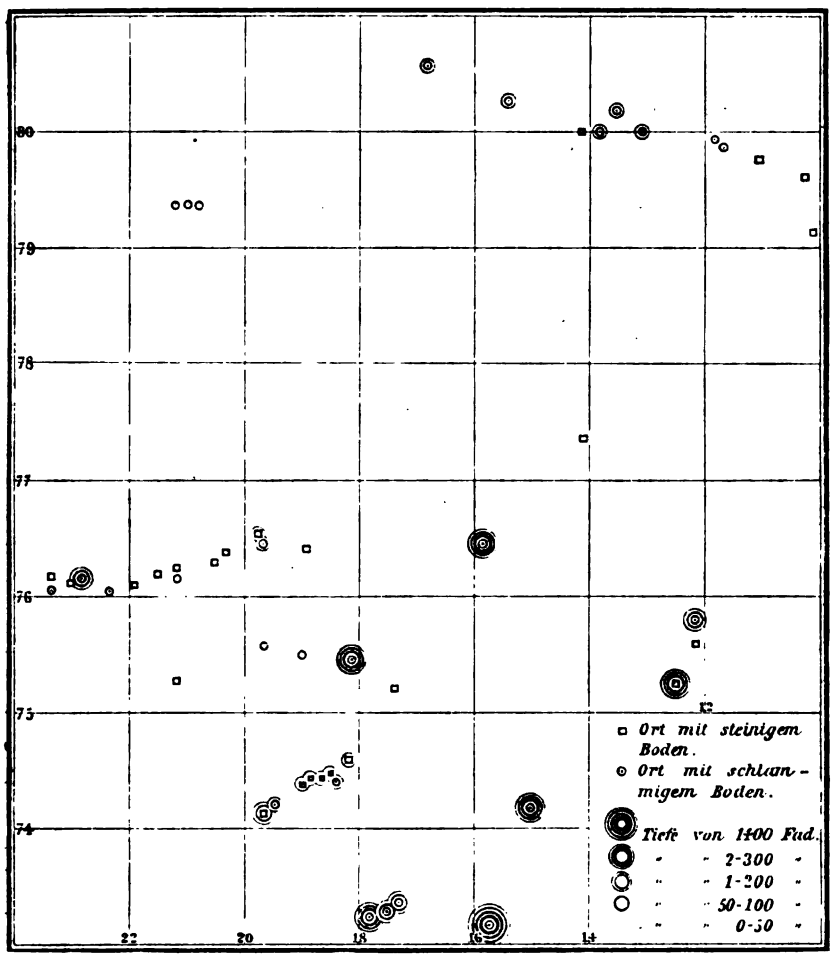
Zur besseren Beurteilung dieser Auffassung mögen die 39 Fundorte in einer Kartenskizze ihrer geographischen Lage nach eingezeichnet und zugleich jene 12 Tiefgrundproben mit hinzugefügt werden, welche die zweite deutsche Polarexpedition in derselben Gegend gesammelt hat. Es werden sich somit 51 ausgezeichnete Stellen auf der Skizze vorfinden, von denen alle Schlammproben mit ⊙, alle steinigen Proben mit □ gekennzeichnet sind. Die auf Seite 263 gegebene Skizze wird nun den weiteren kritischen Untersuchungen zu Grunde liegen.

Aus dieser Zusammenstellung wollen wir zunächst zu schliefsen versuchen, ob die Tiefenverhältnisse oder die Anordnung der Fundorte bereits eine Annahme von Tiefseeströmungen gestatten. Zunächst folgt aus dem allgemein anerkannten Gesetz, dafs mit zunehmender Tiefe auch die Stärke der Strömung abnimmt, der Schlufs, dafs daher die Verschlämmung nach unten zunimmt. Wir müfsten daher an den seichteren Stellen des Meeres jene „steinigen“, an den tiefsten jene „Schlammgebiete“ suchen. Ferner ist in Betracht zu ziehen, ob der Beobachtungsbezirk nahe der Küste oder weit von ihr entfernt liegt. An der Küste wird der Meeresboden natürlich steiniger sein, als in

[1] Die zweite deutsche Nordpolarfahrt, II, S. 440.

Digitized by Google

weiter Entfernung draufsen im tiefen Meere; er wird es allein schon durch seine Nachbarschaft zur Küste sein, auch wenn keine Strömung am Meeresboden vorhanden wäre. Betrachten wir ferner ein Gebiet von nahezu gleicher Tiefe, so wird sich, wenn einmal eine Strömung über den Boden dieses Meeresgebiets konstatiert worden ist, der



steinige Charakter des Bodens offenbar nicht nur an einzelnen zerstreut liegenden Punkten, sondern in einer verhältnismäfsigen Gleichmäfsigkeit über das ganze Gebiet hin, wenigstens über einen gröfseren Teil hin beobachten lassen; umgekehrt wird eine Stelle des Meeresbodens ohne Strömung vorwiegend schlammiger Natur sein. Um dem-

Digitized by Google

nach mit Sicherheit auf eine Bewegung des Meerwassers am Meeresboden schliefsen zu können, ist eine grofse Zahl von Beobachtungen in einem relativ kleinen Beobachtungsbezirk erforderlich. Die nebenstehende Skizze enthält nur zwei solcher Gebiete, das eine rechts oben zwischen den Parallelen von 79 und 81° und den Mittagslinien von 10° und 17°, das andere zwischen den Breiten von 75° und 76° und den Längen von 19° und 24°, das eine mehr schlammiger, das andere mehr steiniger Natur, das eine weiter von der Küste entfernt, das andere nahe derselben gelegen. Schon durch ihre Lage zur Küste entsprechen sie der allgemeinen Erfahrungswahrheit, dafs mit der Nähe derselben auch der steinige Charakter des Meeresbodens sich verschärft. Abgesehen davon möchte es schwer scheinen, sich zu entscheiden, ob man sich auf die Seite derer schlagen will, welche aus dem Charakter des Meeresbodens eine Tiefseeströmung folgern, oder ob man die Ansicht derer teilt, welche diesen Schluſs als zu weitgehend verwerfen. Zu Gunsten der ersteren läfst sich anführen, dafs an den tieferen und tiefsten Stellen in den meisten Fällen Schlamm gefunden worden ist, während sich der steinige Meeresgrund fast ausnahmslos in seichten Tiefen gezeigt hat (s. Skizze). Auch die Anordnung der Fundstellen begünstigt bis zu einem gewissen Grade die Ansicht der ersteren. Von dem entgegengesetzten Standpunkt aus kann man zunächst darauf hinweisen, dafs an zwei relativ tiefen Stellen steiniger Meeresgrund, ferner in dem Bezirk mit dem vorwiegend steinigen Charakter auch viele sehr seichte Stellen schlammiger Natur gefunden worden sind, und dafs das auf der Karte rechts oben befindliche Schlammgebiet verhältnismäfsig zu wenig Fundstellen aufweist. Man kann hier noch hinzufügen, dafs jeder Fund immer nur einen dürftigen Schluſs auf einen einzigen Punkt des Meeresbodens zuläfst, und dafs 17 solche Tiefgrundproben auf einen Raum von vielen Quadratmeilen verteilt, nicht viel aussagen können in Bezug auf die Beschaffenheit des ganzen Raumes. Wenn auch nicht die Existenz von Tiefseeströmungen geleugnet werden darf, so kann man sich wohl einen Meeresboden denken, der trotz starker Strömung des Meerwassers eine Schlammansammlung bewirkt. Umgekehrt kann mit Berücksichtigung des Faktums, dafs mit Schutt und Felsentrümmern versehenes Treibeis seine Last meist direkt ins Meer fallen läfst, auch ein durch eine sehr geringe Strömung ausgezeichneter Meeresboden einen steinigen Charakter erhalten. Vor allem der letztere noch wenig beachtete Umstand nötigt mich zu der Annahme, dafs man aus der steinigen Natur des Meeresbodens viel eher und mit gröfserem Rechte auf eine Treibeisaktion schliefsen kann, als auf

Digitized by Google

eine überhaupt noch gar nicht direkt wahrgenommene Tiefseeströmung. — Es mögen deshalb auch die von John Rofs[1] auf seiner zweiten Entdeckungsreise ausgeführten Tiefgrunduntersuchungen in der Davis-Strafse und Baffins-Bai hier Erwähnung finden. Von 74 Lotungen ergaben sich bei 37 derselben Schlammproben, bei 31 Lotungen steinige Proben (hauptsächlich Granit, Gneis, Quarz, Grauwacke, auch Sand und Thon). Es wäre interessant, wenn man den Zusammenhang der letzteren mit nahen Küstengegenden beweisen könnte. — Wenn auch die Thätigkeit des Treibeises, wie sie bisher näher beleuchtet worden ist, eine nicht zu unterschätzende, bisher nicht genug gewürdigte sein mag, so ist doch eine gewisse Vorsicht bei Erklärung mancher geologischer Erscheinungen am Platze, wo man im Sinne der obigen Ausführungen Treibeisthätigkeit als Ursache anzunehmen zu leicht geneigt ist. Die „Trifttheorie" der älteren Geologen dürfte man zu diesen „Abwegen" rechnen. Ihr erster Vertreter war Wrede, der wohl zuerst „die erratischen Blöcke im Süden der Ostsee durch schwimmendes Eis" erklärte, später lenkte James Hall (1812) „die Aufmerksamkeit auf die Verbindung von schwimmendem Eis mit Erdbebenwellen als einem Mittel zum Transport erratischer Blöcke". Playfair[1] (1806), dann Venetz[2] (1821), ferner Charpentier[1] (1835) und Agassiz[1] (1837) erhoben mehr oder weniger stark ihre Stimmen gegen diese Theorie, sie betonten zum Teil auch die nicht auszuschliefsende Gletscherthätigkeit, während Lyell im gröfseren oder geringeren Gegensatz zu ihnen dem Treibeis allein die Verbreitung der erratischen Blöcke und kleineren Gesteinsstücke über Mitteldeutschland zuschrieb. Diese Trifttheorie hat sich aber zuletzt nicht mehr zu halten vermocht und der sogenannten „Inlandeistheorie", häufig auch „Gletscher-oder Eistheorie" genannt, Platz gemacht. Professor Bernhardi[3] (1832) hat den Gedanken Otto Torrells einer Vergletscherung Skandinaviens und Finnlands bis über das norddeutsche und nordrussische Flachland zuerst geäufsert, Torrell hat ihn daraufhin klar und deutlich ausgesprochen. An dieser Stelle seien einige bedeutende Namen genannt, deren Träger durchaus nicht von einer in geologischer Beziehung wirklich beachtenswerten und tiefgreifenden Thätigkeit des Treibeises als Transportmittel überzeugt sind. So äufsert sich Dr. Henry Rink[4], „dafs hinsichtlich der Frage, wie weit Eisberge an einer Ausebnung des Meeresbodens und einer Verbreitung von erra-

[1] John Rofs, Zweite Entdeckungsreise, S. 156.
[2] De la Beche-Dieffenbach, Vorschule der Geologie, S. 241, 241.
[3] Dames, Die Glacialbildungen der norddeutschen Tiefebene, S. 3—7.
[4] Dr. Rink, Danish Greenland, London 1877, Appendix I. S. 358.

Digitized by Google

tischen Blöcken dienen können, einzuwenden sei, dafs das Vorkommen solcher Massen auf grofsen Eisbergen zu selten zu sein scheint." Was[1] im allgemeinen oft für „Schmutzbänder" oder „erdige Lager" gehalten werde, seien Streifen von intensiv blau gefärbtem Eis, welches ganz klar ist und entweder keine oder ganz unregelmäfsige Luftblasen enthält. Diese blauen Streifen inmitten des sonst ganz weifsen Gletschereises enthalten allerdings oft „Schmutzbänder", aus fremden Gegenständen, wie Steinen, Sand und Thon bestehend. Macnab ist der Meinung[2], dafs die rötlich braunen und schwärzlich-braunen Flecke an den Eisbergen durch Auswaschungen des Meereswassers entstanden seien und oft fälschlicherweise für Felsstücke und Erde gehalten werden, und Darwin[2], sich auf die Autorität des Kapitän Biscoe berufend, konstatiert, dafs dieser während seiner vielen Kreuzungsfahrten in den antarktischen Meeren niemals auch nur ein einziges Felsenstück auf dem Eise gesehen hat. Bei Reclus[3] lesen wir ebenfalls, dafs das „Treibeis nur selten Erde oder Steine auf seinem Rücken trage", und in Bezug auf die Entstehung der Neufundlandbank und der benachbarten Bänke durch Schuttablagerung gestrandeter Eisberge hören wir folgende bemerkenswerten Einwände. „Die genauen in diesen Gegenden gemachten Beobachtungen haben gezeigt, dafs die Bänke des nordatlantischen Meeres nur einen sehr geringen Teil der Blöcke und Gesteinsstücke enthalten, die von den felsigen Küsten Grönlands auf die Eisfelder gefallen sind..... Die Eisblöcke, welche man an den Küsten Neufundlands gestrandet sieht, haben alle die Reinheit des Krystalls; sie können also nur in einem unendlich kleinen Grade an der Erhebung der Ufer beitragen, welche den südöstlichen Winkel der grofsen Insel bilden. Übrigens stimmen die Meeresgebiete, wo sich die Eisberge in grofser Zahl zusammendrängen, keineswegs in ihren allgemeinen Begrenzungen mit denjenigen der submarinen Bänke überein, und diejenigen, welche sich im Süden von Neufundland ausdehnen, sind gänzlich aufserhalb der Strafse der Eisbewegung gelegen. Man mufs also die Bänke als zugehörig betrachten zu dem ursprünglichen Relief der Erde: sie bilden einen Teil des Piedestals des amerikanischen Festlands."

Alle die gemachten Einwände verdienen registriert zu werden. Sie machen bei Aufstellung der Theorie vorsichtig und nötigen, genauere,

---

[1] Journal of the Royal Geogr. Society, XXIII, S. 153. — Dr. Rink: On the Continental Ice of Greenland and the Icebergs in the Arctic Seas.

[2] Journal of the Royal Geogr. Society, IX, S. 528, 529.

[3] Reclus, Nouvelle Géographie Universelle, XV, 110, 646, 647.

Digitized by Google

zahlreichere Beobachtungen abzuwarten. Wie bei vielem so wird hinsichtlich der Entstehung der Bänke die Wahrheit wohl in der Mitte liegen. Bänke oder Untiefen müssen ja doch vorhanden, also von vornherein dem Relief der Erde angehörig sein, wenn Treibeis auf ihnen hängen bleiben und zum Verweilen gezwungen werden soll. Aber ihre allmähliche Erhöhung, ihr successives Wachsen kann sehr wohl durch Schuttablagerung gestrandeten Treibeises hervorgerufen werden.

4. DAS TREIBEIS ALS PFLANZENVERBREITER UND ALS TRANSPORTMITTEL FÜR ANIMALISCHE ORGANISMEN. INDIREKTE WIRKUNGEN DES TREIBEISES BEI SEINER TRANSPORTATIONSTHÄTIGKEIT.

a. Einfluſs auf die Vegetation.

Im allgemeinen werden die vom Treibeise belagerten Küsten hinsichtlich ihrer Vegetation einen der ödesten und traurigsten Anblicke gewähren. Sie sind im allgemeinen jeder Vegetation bar. An jenen Punkten aber, an denen das Treibeis nur ein seltener Gast ist, wo es also nur in auſsergewöhnlichen Fällen die Küsten berührt, vermag es zerstörend und vernichtend auf die Vegetation zu wirken, wie bereits früher erörtert worden ist. Bei dieser Erosionsthätigkeit kann es sich nun mit Pflanzenresten beladen, die, wenn sie von Erdreich noch teilweise bedeckt sind, vor allem vermöge ihres arktischen Charakters ihre Lebensfähigkeit auch während des Transportes auf dem Eise bewahren können. Enthalten diese mitgenommenen Erdreste Samen oder der Keimung fähige Organe von Pflanzen, so wird eine Verbreitung der Vegetation in den Gebieten, wo das Treibeis strandet, noch begreiflicher, vorausgesetzt, daſs jene Organismen die nötigen Bedingungen ihres Gedeihens in der neuen Heimat erfüllt finden. Das Geröll, welches die Sommerströme der arktischen Gebirgslandschaften auf dem Eisfuſs der Küste ablagern, der Schutt und die Felsentrümmer, welche an der steilen Küstenböschung im Sommer unaufhörlich herniederrollen, können solche keimungsfähige Pflanzenteile mit sich auf das die Küste umsäumende Eis führen. In dieser Weise wird der groſse Eisgang der mächtigen sibirischen Ströme in jedem Frühjahr auſserordentlich viel Vegetationskeime aus den inneren Gebieten Asiens zunächst in das sibirische Eismeer entführen, wo sie auf dem Rücken der Schollen den Bewegungen des Meerwassers folgen müssen, mit dem Untergange ihres Flosses in die Tiefe des

Digitized by Google

Meeres versinken können, vielleicht auch mit demselben an unbekannten Küsten stranden. Auch das Treibholz des Meeres als Träger kleiner Vegetationskeime kann auf dem Rücken des Treibeises mit demselben pflanzenverbreitend wirken, dieses hierbei mehr in indirekter, jenes mehr in direkter Weise. Mit dem Transport von Treibholz übernimmt darum das Meereis oft zugleich die Fortführung von Pflanzenresten, die noch keimfähige Teile enthalten. Auch die Orte, wo die Ladung des Treibeises aus erdigen Bestandteilen zusammengesetzt ist, sind hinsichtlich der Pflanzenverbreitung der Beachtung wert, da gerade Erdreste oftmals auf darin befindliche keimungsfähige Pflanzenreste schliefsen lassen. So ist die zwischen der Obmündung und dem Franz-Josephs-Lande konstatierte Treibholzverfrachtung durch Treibeis[1] bemerkenswert. Eis mit diesem Treibprodukt versehen traf auch der russische Klipper „Wssadnick“[2] im Norden der Behrings-Strafse 68° 48′ n. Br., 178° 55′ w. L. an, und in Peterm. Geogr. Mitt.[3] wird an einer anderen Stelle von einer grofsen Menge bei Kap Rabenstein in der Bismarck-Strafse gestrandeten Treibholzes erzählt, „welches entweder durch Seegang oder noch wahrscheinlicher durch das treibende Eis auf die Klippen geworfen und über 20 Fufs hoch aufgetürmt war. An der Ostküste Spitzbergens fand Danenhower[4] ungeheure Mengen gestrandeten Eises und dabei am Strande grofse Massen Treibholz. M'Clure[5] erzählt von Jones Island an der Nordküste Amerikas, dafs hier die Eingebornen das fortwährende Auffinden von Treibholz dem Umstande verdanken, dafs dasselbe durch Treibeis gestrandet und durch Eispressungen am Strande hoch emporgehoben wird, so dafs es dem Wogengange unerreichbar bleibt. Einen allgemeinen Verbreitungsbezirk des Treibholzes giebt Weyprecht[6]. Er zeigt auch, wie das Treibeis die Grenzen dieses Bezirks alterniert. In stark mit Eis besetzten polaren Eisströmungen, wie z. B. in der von Sibirien nördlich über Franz-Josephs-Land und dann zwischen Spitzbergen und Grönland an dessen Ostküste entlang laufenden Strömung, wird das inmitten der Strömung schwimmende Treibholz schwerlich zum Stranden kommen können, weil es im Eise zwischen den Schollen gewissermassen festgehalten wird. Daher erklärt sich auch der relative

---

[1] Pet. Geogr. Mitt. 1884, S. 253.

[2] Ebenda 1859, S. 139.

[3] Ebenda, VI, S. 49.

[4] The Proccedings of the United Staates Naval Institute. 15. August 1885. — The Polar Question by Lieut. Danenhower, S. 4 und 5.

[5] M'Clure (Osborn), The discovery of the North West Passage, S. 72.

[6] Karl Weyprecht, Metamorphosen des Polareises, S. 251.

Digitized by Google

Mangel an Treibholz in Grönland. Anders in Spitzbergen. Nördlich davon kommt jeden Sommer ein sehr grofser Teil des Eises zum Schmelzen, und so kommt es, dafs die frei gewordenen Treibholzstämme massenweise an den Nordküsten Spitzbergens abgesetzt werden. Auf diese interessante Beziehung zwischen Treibeis und Treibholz hat schon Phips[1] hingewiesen. — In der wissenschaftlichen Bearbeitung der Resultate der zweiten deutschen Nordpolarfahrt finden wir einmal über eine erdige Ablagerung auf einer Eisscholle folgende Mitteilung[2]: „Kapitän Koldewey fand auf einer schwimmenden Eisscholle eine erdige Ablagerung, deren Probe als grünlicher Schlamm erschien. Die von mir (Professor Ehrenberg) gemachte Analyse ergab in Präparaten 11 organische Formen und zwar 10 Polygasternarten, darunter 4 entschiedene Meeresformen und einen Spongolith. Die mikroskopische Prüfung zeigte einen feinen Mulm mit vereinzelt eingestreuten organischen Elementen, deren Mehrzahl aus Coscinodiscus minor in oft sehr kleinen Exemplaren und Spongolithis acicularis bestand. Vielleicht Guano grofser Vögel, die Süfswasser- und Seewassergewürm gefressen haben, wofür auch die grünliche, beim Glühen zerstörbare Farbe spricht." Auf Ablagerungen ganz ähnlicher Art stiefs James Clark Rofs und Dumont d'Urville[3]. Bei Kap Wynn (König Wilhelms-Land) fand Koldewey „grofse Massen von Seegewächsen längs des Ufers oder in Vertiefungen durch Eis und Flut gestrandet", und in der Gael-Hamkes Bucht konnte man entlang der Flutmarke eine Menge vertrockneter Seepflanzen liegen sehen, „während man zugleich deutlich die Einwirkung der Meereswogen, ja stellenweise auch des andrängenden Eises wahrnehmen konnte". Nares[4] schreibt einmal: „Dr. Mofs — Begleiter von Nares — hat ein Lager von Meeresalgen entdeckt, welches augenscheinlich letztes Jahr auf den Strand geworfen worden war. Indem es dort immer gefroren geblieben war, erscheint es noch wie frisch; gemischt mit ihm sind zahlreiche Crustaceen, hauptsächlich Arcturus und Nymphon mit Muscheln von Trochus und Cylichna. Diese Meeresalgen sind von den strandenden Hummocksmassen vom Boden abgerissen und an die Küste geschwemmt worden. Wenn wir eine Gelegenheit hätten, in einer Tiefe von 100 Faden zu dredgen oder dort, wo der Boden durch gestrandetes Eis abgescheuert ist, würden wir unzweifelhaft animalisches und vegetabilsches Leben, obgleich auf wenige Arten, beschränkt, antreffen."

[1] Reise des Kapitän Phips nach dem Nordpol, S. 181.
[2] Die zweite deutsche Nodpolarfahrt, II, S. 452.
[3] Dumont d'Urville, II, S. 221, Nr. 32.
[4] Nares, II, S. 53.

Digitized by Google

Betrachten wir zum Schluſs dieses Abschnittes, der den Einfluſs des Treibeises auf die Vegetation darstellen sollte, die Würdigung dieser seiner Wirksamkeit, wie sie ihm durch Spörer, Koldewey und Griesebach zu Teil geworden ist. Über die Vegetation Nowaja-Semljas sagt Spörer[1]: „Es giebt hier Pflanzen, die es nie bis zur Blütenbildung bringen, sondern nur in der Blätterbildung vegetieren, so Tussilago frigida, Salix Brayi und das einzige Vaccinium, das hier vorkommt. Sie deuten darauf hin, daſs Nowaja Semljas Pflanzenwelt von Strandungen aus der Nachbarschaft unterhalten wird. Bei anscheinend gleicher Beschaffenheit des Bodens ist die Küste im allgemeinen reicher mit Pflanzen besetzt, als die von ihr mehr entfernten Gegenden, dagegen Küstenstriche, vor welchen Inseln liegen, weniger als diejenigen, vor welchen keine Inseln sind. Das Eis ist das Transportmittel für die Auswanderer. Leopold von Buch hat nachgewiesen, daſs eine gröſsere Mannigfaltigkeit der Formen im Verhältnis zu ihrer Anzahl die Inselfloren charakterisiert. Das bunte Gemisch von Individuen verschiedener Arten unter einander, welches durch alle Vegetationsformen Nowaja Semljas fast ohne Ausnahme hindurchgeht, zeigt dieses Gesetz in seiner energischsten Ausprägung. Nach Schrencks Beobachtung stimmt Nowaja Semljas Flora mehr mit der des Ural, als mit der lappländischen überein. Spitzbergens Flora, soweit sie aus den Sammlungen von Scoresby und Sabine bekannt geworden ist, ist fast ohne Ausnahme in Nowaja Semlja gefunden worden; auſserdem sind noch einige Pflanzen eingewandert, die man bisher nur in Nordamerika gefunden hat.“ Dieselbe Erfahrung machte die deutsche Nordpolarexpedition an der Küste Grönlands im König Wilhelms-Lande[2]. Wir lesen darüber Folgendes; „Den Inseln des Küstensaumes sind einige Pflanzen eigentümlich, von denen man vermuten darf, daſs ihre Samen ursprünglich durch den Eisstrom, welcher an diesen Küsten nach Süden streicht, von den nordasiatischen Gestaden durch die Wüsteneien des Polarozeans nach Ostgrönland geführt worden sind, gleichwie durch dieselbe Strömung stets bedeutende Massen von Treibholz aus den sibirischen Flüssen an die Küsten jenes Landes geschwemmt werden.“ Professor Griesebach geht aber in seinen Konsequenzen und in seinem Enthusiasmus für eine lediglich auf Treibeisthätigkeit beruhende Verbreitungstheorie der polaren Flora zu weit, wenn er behauptet, daſs die ganze grönländische, spitzbergische u. s. w. Vegetation allmählich von Ost nach West, von den Küsten

[1] Pet. Geogr. Mitt. E. B., V, S. 72.
[2] Die zweite deutsche Nordpolarfahrt, I, S. 680.

Digitized by Google

Sibiriens bis zur Westküste Grönlands auf dem Rücken des Eises gelangt sei. Im zweiten Bande der Bearbeitung der zweiten deutschen Nordpolfahrt findet sich hierüber die folgende bemerkenswerte Stelle: „So anerkennenswert auch Grisebachs Bestreben ist, die Verbreitung der Arten durch Vorgänge zu erklären, welche noch gegenwärtig wirksam sind, so darf man doch die Bedeutung der Eiswanderungen von Sibirien nach Grönland nicht unterschätzen. Einige Pflanzenarten mögen allerdings auf dem angedeuteten Wege nach Grönland gelangt sein, so vielleicht namentlich mehrere der dem Osten des Landes eigentümlichen Arten. Die Hauptsache der Vegetation kann indefs wohl nicht auf diese Weise in Grönland angesiedelt worden sein, auch wird man nicht annehmen wollen, dafs ein so grofses Land ehemals ohne alle Vegetation gewesen sei".

b. Das Treibeis als Transportmittel für animalische Organismen.

In diesem Abschnitt kann es sich eigentlich nicht um die im Meere lebenden „robbenartigen" Säugetiere handeln, welche bisweilen das Eis als Ruheplatz sich auswählen, ebensowenig um Vögel, welche auf ihren Zügen oder auf ihrem Wege nach Nahrung sich zeitweilig auf den Spitzen der Hummocksberge niederlassen, um zu ruhen. Vielmehr soll hier diejenige Transportationsthätigkeit des Treibeises einer Betrachtung unterzogen werden, die sich auf solche animalische Organismen bezieht, die, auf ein gewisses Gebiet beschränkt, vermittelst des Treibeises nach einem anderen Gebiete gelangen können. Es handelt sich also im wesentlichen um die Landtiere. Sie würden eben ohne das Treibeis in ihre neuen Aufenthaltsstätten nicht verbreitet worden sein. Ein den Polarfahrern sehr bekannter Fahrgast des Treibeises ist der Eisbär. Besonders im Winter, wenn die Meeresfläche durch eine Eisdecke beinahe wie durch eine Brücke, die von Land zu Land geht, überspannt ist, entfaltet der Eisbär seine Thätigkeit auf dem Eise. Er führt in der That das auf die Eisgegenden hinweisende Attribut in seinem Namen, denn er hält sich fast mehr auf dem Eise, als auf dem Lande auf. Er unternimmt bisweilen grofse Reisen und wird dabei in Gegenden verschlagen, in denen man seine Gegenwart nicht vermutet hätte. So beobachteten die Mitglieder der österreichischen arktischen Beobachtungsstation auf Jan Mayen erst im Winter das Erscheinen von Eisbären auf dieser Insel und folgerten daraus ein Zusammenschliefsen des Eises nach

Digitized by Google

Grönland zu. Die schwedischen Expeditionen berichten von der Verbreitung des Eisbären durch Treibeis Folgendes[1]: „Der Eisbär kommt mit dem Eise im Winter nach Bären-Eiland, so dafs er oft 20—30 Meilen weit vom nächsten Lande angetroffen wird. Parry fand ihn auf dem Eise noch unter $82^1/_2{}^0$ n. Br. Er besucht daher nicht selten die Küsten Islands, ja, er ist in älterer und neuerer Zeit nicht selten an der Nordküste Norwegens wahrgenommen worden." Greely fand einen Eisbär mitten zwischen kleinen auseinander gegangenen Schollen auf einer derselben weit draufsen in der Melville-Bai.

Auch die Polarfüchse, die wie der Eisbär im Winter gezwungen sind, ihre Nahrung auf dem Eise zu suchen, vertrauen sich demselben an und entfernen sich bedeutende Strecken vom Lande. So sah Dr. Buchholz, ein Mitglied der zweiten deutschen Polarexpedition in der Nähe des Scoresby-Sundes[2] „die Polarfüchse meilenweit vom Lande auf treibenden Eisschollen, die durch weite Wasserstreifen von einander getrennt waren, und auf denen sie wahrscheinlich an den Überresten der Mahlzeiten der Eisbären ihre Nahrung finden. Mit grofser Geschicklichkeit gehen sie von einer Eisinsel auf die andere, indem sie kleinere, im Wasser schwimmende Eisstücke als Anhaltspunkte benutzen." In Peterm. Geogr Mitteilungen[3] lesen wir einmal: „Es sind nicht vereinzelte Eisberge, die der Polarstrom nach Neufundland führt, sondern ausgedehnte Massen, die ein polares Klima und eine polare Fauna mit sich tief in südliche Breiten führen. Nach dem Geologen Inkes gelangen mit dem Treibeise noch Walrosse und Eisbären an die neufundländischen Küsten, und die Bewohner gehen nicht blofs auf Robbenschlag, sondern auch auf die Eisbärenjagd in den Breiten von Mainz, Paris, Cherbourg, Brest." Über einige andere durch Treibeis verbreitete Tiergattungen der polaren Fauna schreibt Heuglin[4] Folgendes: Nach Spitzbergen scheint der Halsbandlemming, der nördliche Vertreter der Nagetiere und überhaupt der gesamten kleinen Säugetierwelt, nur zufällig auf dem Eise verschlagen zu werden. Parry fand ein Skelett auf Eisfladen nördlich von Spitzbergen. Man findet ihn im arktischen Nordamerika und den benachbarten Inseln, Grönland, am Taimyr bis $75^1/_2{}^0$ n. Br. und auf den neusibirischen Inseln, ebenso an der Küste des Eismeeres zwischen dem Weifsen Meere, Kanin, Obj, Jana; endlich auf Unalaschka, fehlt

[1] Die schwedischen Expeditionen, S, 89.
[2] Die zweite deutsche Nordpolfahrt, II, S. 159.
[3] Pet. Geogr. Mitt. 1865, S. 155.
[4] Heuglin, III, S. 8, 16, 21, 28, 36.

Digitized by Google

aber in Lappland ..... Auffallend ist sein Erscheinen auf Unalaschka (54° n. Br.), und er kommt dort wahrscheinlich nur durch Treibeis so weit über seinen ursprünglichen Wohnbezirk hinaus ..... Der Eisfuchs ist über ganz Spitzbergen und Nowaja Semlja verbreitet, haust nahe am Strande, selbst auf Holmen und Inseln, auf welche er ohne Zweifel über das feste Eis gelangt ..... Der Wolf folgt im Winter dem Renntiere über die Karische Pforte auf dem Eise. Er wagt sich weniger gern und weit über das Eis, als das Renntier .... Das Renntier kommt auf Spitzbergen, König Karls-Land, Nowaja Semlja vor. Es scheint über das feste Eis eine Einwanderung von Nowaja Semlja nach Spitzbergen stattzufinden. Im allgemeinen scheint es nordwärts auf dem Eise in noch nie von Menschen betretene Gegenden zu wandern".

Es sei endlich noch des Falles gedacht, wo das Treibeis, wenn es sich im Winter von Küste zu Küste zieht, auch vom Menschen gewissermafsen als Transportmittel benutzt wird. Sarytschew berichtet[1], dafs die Schalagischen Tschuktschen vom Schalagischen Vorgebirge aus auf dem Eise mit Renntieren nach dem Bericht des Kapitän Schmalew bis zu dem „unbekannten Lande im Norden" fahren. Hier möge indefs eine Stelle citiert werden, welche eine Verbreitung der Renntiere über das Eis des Meeres nach dem Wrangel-Land zweifelhaft macht. In William Gilders „Eis und Schnee" lesen wir[2]: „Von Tieren sind auf dieser Insel (Wrangel-Insel) nur einige Füchse und Feldmäuse vorhanden, die gelegentlich herüberkommenden Eisbären abgerechnet, von denen unsere Leute hier schon 3 erlegt haben. Nirgends aber haben sich Anzeichen gefunden, dafs Renntiere oder Moschusochsen hier jemals vorgekommen sind, und wir müssen demnach die Richtigkeit von Kapitän Dallmans Angabe bezweifeln, der auf Wrangel-Land gelandet sein, eine reiche Vegetation, sowie Spuren von Renntieren und Moschusochsen gesehen haben will".

Die Verbreitung der Eskimos läfst sich in den Polargebieten am leichtesten unter Zuhülfenahme der Treibeisthätigkeit als Transportmittel erklären. Bemerkenswert sind auch die vielfachen Schollenfahrten, die nicht allein die Einwohner der Polargegenden, sondern auch schiffbrüchige Polarreisende, Walfischfänger u. a. haben machen müssen. Indem so das Treibeis auf der einen Seite als zerstörende

[1] Grawrilla Sarytschews 8jährige Reise im nordöstlichen Sibirien, I, S. 100.
[2] In Eis und Schnee, S. 70.

Digitized by Google

Kraft den Untergang des Schiffes herbeiführt, bietet es zugleich auf seinem Rücken einen Ersatz für das Verlorene und vermag meilenweite Wege auf dem Ocean zurückzulegen.

c. Indirekte Wirkungen des Treibeises bei seiner Transportationsthätigkeit.

Dieselben reihen sich sehr unvermittelt aneinander und zeigen, wie eigentümlich und weitgreifend die Thätigkeit des Treibeises sich entfalten kann. Eine interessante Beobachtung machte Bessels bei Kap Lucie auf der Petermann-Halbinsel (Nordgrönland) inbezug auf die Verbreitung erratischer Blöcke und der Lemmingsröhren, welche in die unterirdischen Wohnungen dieser Tierchen führen. Bessels schreibt darüber: „Es mag vielleicht der Erwähnung wert sein, dafs die Verteilung der Lemmingsröhren sich nach den erratischen Blöcken richtete, die auf dem Flachlande zerstreut lagen. Die zahlreichsten Schlupflöcher fanden sich stets dicht um die Findlinge gruppiert, so dafs die Gänge nach dem Felsblock konvergierten. Auf diese Weiee waren die Tierchen teilweise vor der Nachstellung der Füchse gesichert; denn der Kessel, in dem die Röhren zu endigen pflegen, lag gewöhnlich unter der Masse der Felsen.“ Insofern nun die Blöcke durch Treibeis in jene Gegenden gelangt sind, kann man den indirekten Einfluſs desselben auf die Gestaltung des Tierlebens erkennen. In dem obigen Falle unterstützt es den Erhaltungstrieb der Lemminge gegenüber den feindlichen Angriffen der Füchse. Das folgende Beispiel wird in einem anderen Falle die entgegengesetzte Wirkung des Treibeises lehren. Die „schwedischen Expeditionen“ berichten von ihrer Spitzbergischen Reise einen Fall, wo das Treibeis durch seine Fähigkeit, Inseln miteinander und mit dem Festland zu verbinden, einen zerstörenden Einfluſs auf die Vogelwelt dieser Inseln ausübte. „In den meisten Häfen sind riffartige Felsen, sogenannte Holme, vorgelagert, auf denen ungeheure Schwärme von Alken und anderen kleinen Vögeln nisten, die, sobald das Eis aufgetaut ist, vor den Füchsen sicher sind. Sie kommen daher erst Anfang oder Mitte Juli.“ An einer anderen Stelle ihres Berichtes lesen wir: „.... Darum bleibt aber auch mancher Holm das ganze Jahr hindurch unbesucht, wenn das Eis zwischen demselben und dem Festlande nicht zeitig genug auftaut.“

Wenn in einem der vorhergehenden Abschnitte, wo es sich um die durch die Transportationsthätigkeit des Treibeises bewirkte Verbreitung

Digitized by Google

und Verpflanzung animalischer Organismen handelte, hervorgehoben wurde, dafs es sich hierbei wesentlich um die Verbreitung von Landtieren handle, die nicht mit Organen ausgestattet seien, um im Meere grofse Reisen machen zu können, und wenn es weiter keiner Erwähnung bedarf, wenn einzelne Treibeisschollen gelegentlich einmal von einer Robbenherde oder von einem Vogelschwarm als Ruheplatz benutzt werden, so ist es immerhin der Beachtung wert, dafs gerade in der Möglichkeit, weit vom festen Lande entfernt auf den schwimmenden Eisinseln einen Platz zum Ausruhen zu finden, ein nicht zu unterschätzender Einfluſs auf die Verbreitung der robbenartigen Säugetiere liegt. Ich will hier die Frage unerörtert lassen, ob auch ohne das Treibeis diese Tiere dieselbe Verbreitung besitzen würden, sondern nur die Thatsache konstatieren, dafs sie sich meist nur innerhalb der Treibeisgrenzen aufhalten, und dafs sie nicht wie die Fische immer im Wasser zu leben vermögen, sondern bei manchen Verrichtungen ans Land zu gehen gezwungen sind, was ihnen insofern erleichtert wird, als das Meereis mit seinen mächtigen Feldern die Stelle des Landes zu vertreten imstande ist. Die Thatsache, dafs auch andere Meerestiere vom Walfisch bis herab zu den kleinsten Meeresbewohnern, besonders häufig innerhalb der Treibeisgebiete angetroffen worden sind, entzieht sich an dieser Stelle unserer Betrachtung, denn von einer Transportationsthätigkeit des Treibeises läfst sich in diesem Falle schwerlich sprechen. Hier sei noch einer Thatsache Erwähnung gethan, die sich eng mit seiner Rolle als Ruheplatz verknüpft, und welche lehrt, dafs es mit dieser das animalische Leben fördernden Thätigkeit zugleich einem dem Tierleben unheilvollen Zwecke dient, indem es eine geeignete Stätte des Walrofs- und Robbenfanges darstellt. Wenn es sich hierbei auch passiv verhält, so spielt es doch insofern keine zu unterschätzende Rolle im Haushalte der Natur, als es die bisweilen sehr bedeutenden Überreste und Rückstände getöteter Walrosse und Robben, welche die Robbenschläger als wertlos zurücklassen, mit fortführt und auf seinem ganzen Wege den nordischen Raubvögeln als willkommene Gabe darbietet. In welcher Beziehung das Vorkommen des Treibeises zu dem der Robben steht, schildert Bessels mit folgenden Worten[1]: „In kleinen Rudeln vereinigt wirft die Klappmütze bald auf dem Packeise des hohen Meeres, bald auf den Feldern, welche das Land säumen, im März oder April ein einziges Junge. Sie überschreitet wahrscheinlich nicht den 76. Breitengrad... Wenn die Märzorkane und die damit verbundenen Sturmfluten das Eis brechen, welches

[1] Bessels, Die amerikanische Nordpolexpedition, S. 430, 444.

Digitized by Google

die Häfen von St. Johns, Catalina, Hr Grace und der übrigen Robbenschlägerstationen deckt, so lichten die Schiffe die Anker und stechen unverzüglich in See, denn nun „setzen sich" die Robben, um ihre Jungen zu werfen; niemand weifs, woher sie kommen, niemand, wo sie während der letzten Monate vor ihrer Ankunft sich aufhalten. Plötzlich erscheinen sie; aber nicht vereinzelt, nicht zu Hunderten, — nein nach Tausenden mufs man sie zählen, denn dicht gedrängt bedecken sie meilenweit das Eis. Gewohnheitsgemäfs suchen die Muttertiere zu ihren Wurfplätzen grofse Felder aus, stark genug, um dem Sturme und dem Wogendrange zu widerstehen. Es hängt lediglich von der Beschaffenheit des Eises ab, ob die Tiere nahe an dessen Aufsenkante lagern oder weit von ihr entfernt sind. Liegt vor der Hauptmasse des Packeises eine ausgedehntere Masse jüngeren Eises, so wird diese von den Schiffen durchbrochen, denn hinter ihr erwartet der Jäger seine Beute zu treffen. Stöfst er dagegen sogleich auf ältere Felder, so folgt er deren Rändern, weil die Robben es lieben, halbinselartige Eiszungen aufzusuchen, von denen die Jungen leicht nach dem Wasser gelangen können". Über den Anblick, den das Eis nach einer Robbenjagd gewährt, giebt Bessels folgende Schilderung[1]: „Nach einem Tage einer Robbenjagd ist das Eis blutgetränkt wie ein Schlachtfeld, der Schnee meilenweit gerötet von den Fufstritten der Schlächter. Zu umfangreichen Haufen aufgetürmt, bedeckt die regungslose Beute die Umgebung. Diese aber ist eine trügerische. Ein leichter Wind kann das Eis in Gang bringen, eine hohe Flut die Felder zertrümmern, — und dann sind Tausende armer Geschöpfe zwecklos gemordet und verfallen dem Meere, dem sie entstammen... Mitunter bemächtigen sich der Robbenbeute die Bewohner der Küste. So wurden von der Bevölkerung Bonavistas im Frühling 1872 gegen 5000 Robben in Beschlag genommen, welche mit dem Eise ans Ufer trieben."

[1] Bessels, S. 446, 447.

Digitized by Google

IV.

ANDERE MECHANISCHE WIRKUNGEN DES TREIBEISES.

1. EINFLUSS AUF DIE DÜNUNG, TIDENBEWEGUNG UND WINDE.

In dem vorliegenden Abschnitt wird eine Gruppe von Erscheinungen zur Sprache kommen, die nur in einem geringen Zusammenhang mit den früheren Teilen stehen, insofern aber von Interesse sind, als sie zu einem Gesamtbild der mechanischen Wirkungsweise des Treibeises das noch Fehlende ergänzen.

Betrachten wir zunächst den Einfluſs des Treibeises auf Dünung und Tidenbewegung. Wenn das Meer mit einem festen Mantel von Eis bedeckt ist, so wird sich die Kohäsionskraft der Teile des letzteren dadurch geltend machen, daſs sie senkrechte Auf- und Abbewegungen der Teile des darunter befindlichen flüssigen Mediums abschwächt, wenn nicht ganz verhindert. Die auf- und niederschwingenden Flüssigkeitsteilchen erleiden einen Energieverlust und werden allmählich in einen Gleichgewichtszustand versetzt. Diese Wirkung setzt aber voraus, daſs die Eisdecke eine genügende Festigkeit besitzt. Sie wird daher im Winter erst zur Zeit des Maximums der Eisdecke, d. i. in den Monaten Januar, Februar und März, zur vollsten Geltung gelangen und in den Herbstmonaten infolge der gröſsten Eisauflockerung ein Minimum ihrer Stärke erreichen. Da aber die Teilchen des Meerwassers nicht nur eine in senkrechter Richtung vor sich gehende, sondern auch eine fortschreitende Bewegung besitzen, so wird der Einfluſs einer stabil gedachten festen Decke, welche auf dem Meere liegt, auch in einer Modifikation der zweiten Bewegungsart erkennbar sein. Die ganze Oberflächenschicht des Wassers reibt sich an der unteren Fläche der Eisdecke und erleidet dadurch eine Geschwindigkeitsabnahme. Wir haben somit eine doppelte Wirkung des Treibeises an seiner Berührungsfläche mit dem Meere konstatiert: eine Abschwächung der horizontal- und der vertikal-verlaufenden Bewegungen des Meerwassers. — Genau dieselbe Erscheinung bietet sich an der Berührungsfläche des Eises mit der Atmosphäre dar. Sie beruht hier

Digitized by Google

auf denselben physikalischen Vorgängen und besteht ebenfalls in einer Abschwächung der Luftbewegungen.

Es ist bereits hervorgehoben worden, dafs die Wirkungsfähigkeit des Treibeises von seiner Festigkeit abhängt, und dafs man im allgemeinen entsprechend der graduellen Zunahme des Eises an Dicke und Ausdehnung und der ebenso allmählich vor sich gehenden Abnahme desselben ein Maximum und ein Minimum in seiner Wirkung erkennen kann. Betrachtet man aber die Bewegungen in der Hydrosphäre und Atmosphäre, wie sie sich im grofsen und ganzen gleichzeitig und aufeinanderfolgend abspielen, so bietet sich uns ein buntes Bild, ein unaufhörlicher Wechsel dar. Die Eisdecke, die sich im Winter zwischen diese beiden Medien legt, wird durch deren Bewegung wesentlich beeinflufst. An manchen Orten ist die vereinigte Wirkung des Windes und der Strömung stark genug, um überhaupt eine zusammenhängende Eisbedeckung gar nicht zustande kommen zu lassen. An anderen Orten wird die Jungeisdecke, kaum dafs sie sich gebildet hat, aufgebrochen und vernichtet. Und die ungeheuren Hummocksmassen der nordamerikanischen Teile des Polarmeeres, die Torosse der sibirischen Gewässer liefern den besten Beweis von dem grofsen Wechsel, dem das Meereis unterworfen ist. Das im Anfang dieser Betrachtung zu grunde gelegte Idealbild einer stabilen, festen Eisdecke ist also in Wirklichkeit selten vorhanden. Dem entsprechend modifiziert sich auch die „abschwächende" Wirkung des Treibeises in mehr oder weniger hohem Grade.

Schon John Rofs machte die Erfahrung[1], dafs „das Meer innerhalb des Eises ruhig sei". Von seiner zweiten Entdeckungsreise erzählt er[2]: „Gerade bei dem stärksten Sturme kann das Eis schützend wirken. Während wir in der Nähe eines drohenden Felsens während des heftigen Sturmes grofse Eisinseln gefahrdrohend auf uns zukommen sahen, legten sich dieselben so um unser Schiff herum, dafs alles ruhig wurde. So hatten wir mitten in der tobenden See ein spiegelglattes Wasser. Am äufseren Rande setzten sich neue Massen blauen Eises an. Das Meer brach sich über ihnen in furchtbarer Weise". Derselbe Verfasser berichtet auch einmal von dem Einflusse des Treibeises auf die Tidenbewegung, wie er ihn an der Ostküste der Boothia-Halbinsel während seines dreijährigen Aufenthalts konstatiert hat[3]: „Das hohe Wasser war eine Stunde früher da, als in der vorigen

[1] Die zweite Entdeckungsreise, I, S. 115.
[2] Ebenda I, S. 189.
[3] Ebenda I, S. 158.

Digitized by Google

Nacht zum deutlichen Beweise, wie unregelmäſsig die Fluten in dieser Gegend sind, was ohne Widerrede durch die komplizierte Thätigkeit der Winde und des Treibeises bedingt wird". Über den Einfluſs der Eisbedeckung der Davis-Straſse und Baffins-Bai auf die Dünung und auf die damit zusammenhängende Bildung von Landeis schreibt Dr. Boas[1]: „Die Bedingungen für die Bildung dieser Eisflächen (Landeisflächen an den Küsten des Baffins- und Grönlandes) sind wesentlich in der Gestaltung der langgeahnten Buchten und dem Fehlen heftiger Strömungen zu suchen, die wohl überall den eigentlich gestaltenden Einfluſs auf das Landeis haben. Ferner muſs die völlige Eisbedeckung der Baffins-Bai im Winter als Faktor berücksichtigt werden. Diese bewirkt, daſs sich hier im Winter durchaus keine Dünung entwickeln kann, welche weiter im Süden so zerstörend auf die Eismassen einwirkt. So lange im Herbst noch eisfreie Flächen sich in der Bai finden, sind nur die Buchten dauernd überfroren, und noch bis Januar kann das Eis, welches nicht in ganz geschützten Buchten liegt, aufbrechen. Später aber, wenn das ganze Meereis von Packeis erfüllt ist, bildet sich rasch das Landeis in der oben beschriebenen Ausdehnung." Die Beobachtung, welche Koldewey, der Führer der zweiten deutschen Nordpolarexpedition, inbezug auf Eisbildung und Dünung machte, legt er in folgenden Worten nieder[2]: „Die Eisbildung geht in der Weise vor sich, daſs zunächst einige Nadeln zusammenschieſsen die zunächst gar keinen Zusammenhang haben, dann einen dicken Brei bilden und endlich sich zu einer Decke vereinigen, welche so biegsam ist, daſs sie bei einer Dicke von 10 mm die Dünung und den Wellenschlag, natürlich gedämpft, in schön gerundeten Wellen fortpflanzt, ohne dadurch zu zerreiſsen." Die Mitglieder der österreichischen arktischen Beobachtungsstation auf Jan Mayen machten daselbst die Erfahrung, daſs im Winter, wenn das Eis bis nahe an die Insel reichte, „die Nähe der Eisgrenze keine Brandung zur Entwicklung kommen lieſs". In dem Bericht der schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bären-Eiland lesen wir über die durch Treibeis bewirkte Beeinflussung der Wellen- und Luftbewegung folgendes[3]: „Nicht allein die Wellenbewegung, sondern auch der Wind wurde schwächer, wenn man in ein noch so dünnes Eisfeld kommt, und umgekehrt nimmt beides zu, sobald man das Eis verläſst. Diese den Spitzbergen-Fahrern wohlbekannten Erscheinungen beruhen darauf,

[1] Pet. Geogr. Mitt., XVII. E. B., S. 59.
[2] Die zweite deutsche Norpolarfahrt, I, S. 433.
[3] Die schwedischen Expeditionen, 1864, S. 409.

Digitized by Google

dafs die Wogen, indem sie gegen grofse Eisstücke stofsen, nach verschiedenen Seiten abgelenkt werden, aufeinander treffen und dadurch ihre Kraft verlieren." Denselben Einflufs konstatierte James Clark Rofs, als er sich im Südpolarmeere (66° 55′ s. Br., 74° 34′ ö. L.) ins Packeis begab. Der Wind nahm allmählich ab, je weiter er ins Packeis kam. — Aus Weyprechts Vortrag über die zweite österreichisch-ungarische Nordpolarexpedition entnehmen wir folgende hierher gehörige Stelle[1]: „Die Winde werden, wie jeder arktische Seemann weifs, durch das Eis selbst gedämpft. Sehr häufig sieht man in gar nicht bedeutender Höhe die Nebelballen in raschem Fluge vorüberziehen, während unten fast Windstille ist." Es möge endlich noch einer Bemerkung Chavannes gedacht werden, die sich in seiner 1875 veröffentlichten Abhandlung über „die Eisverhältnisse des Grönländischen und Spitzbergischen Meeres" findet. Über das Flut- und Ebbephänomen sagt er daselbst[2]: „Überall dort, wo sich dasselbe im arktischen Polarbecken zeigt, ist es der Hinweis auf die Existenz einer freien Wasserverbindung, da unter einer permanenten und kontinuirlichen Eisdecke von einer Fortpflanzung der Flutwellen kaum die Rede sein kann."

2. AUSSÜSSUNG DES MEERES. ÄNDERUNG DES SPECIFISCHEN GEWICHTS DES MEERWASSERS UND DES MEERESNIVEAUS.

Die Veränderung des Mischungsverhältnisses der Bestandteile, welche das Meerwasser ausmachen, bei der Eisbildung ist schon in der Einleitung der vorliegenden Arbeit kurz gestreift worden. Es war dort diese Veränderung als ein chemischer Umwandlungsprozefs bezeichnet worden. Dieselbe ist aber, wenigstens in der Hauptsache, eine Ausscheidung rein physikalischer Natur. Es möge hier auf die in der Einleitung zitierte Stelle v. Richthofens hingewiesen werden. Auf Grund dieser Veränderung, die sich in jedem Winter wiederholt, ist es leicht erklärlich, wie eine anfangs dünne Oberflächenschicht des Meeres entstehen kann, die durch ihre spezifische Beschaffenheit und Gewicht sich von dem übrigen Meerwasser unterscheidet, und wie diese Schicht im Laufe der Jahre an Mächtigkeit zunehmen kann. Denken wir uns das Polarmeer mit Meerwasser von der gewöhnlichen Beschaffenheit homogen erfüllt, und denken wir uns ferner eine Eis-

[1] Pet. Geogr. Mitt. 1875, S. 53.
[2] Ebenda S. 262.

Digitized by Google

decke im Laufe eines Winters sich darüber lagernd und ein Maximum an Dicke erreichend, so wird bis zu diesem Zeitpunkt eine gewisse Menge von Salzen in das Meerwasser übergehen und sich auch tieferen Schichten mitteilen. Das Meer ist also um die freigewordenen Salze reicher geworden. Von dem Moment des Schmelzens an breitet sich nun eine relativ süfse Schicht Wasser über das Meer aus, schwimmt infolge ihres geringeren spezifischen Gewichts auf dem Meere und bleibt daher bis zu einem gewissen Grade mit dem darunter befindlichen Meerwasser unvermischt. Im folgenden Winter geht dieser Ausscheidungsprozefs wieder vor sich; die Oberflächenschicht wird noch süfser und die „Brackwasserschicht", wenn man die zwischen der ersteren und den tieferen Schichten des Meeres liegende Übergangsform so bezeichnen darf, wird in eine gröfsere Tiefe herabgedrückt. Diese Aussüfsung geht nun solange vor sich, bis keine Ausscheidung mehr an der Oberfläche des Meeres durch Gefrieren derselben stattfindet. Ein solcher Endpunkt dieses Prozesses würde nur eintreten können, wenn nicht andere Ursachen vorhanden wären, die eine Durchmengung und Vermischung der süfsen mit den salzigen Teilen herbeiführen und bis zu einem gewissen Grade die aussüfsende Thätigkeit des Treibeises aufheben. Nichtsdestoweniger ist sie aber fast in allen eisbedeckten Teilen der Polarmeere erkennbar, an einigen Stellen, besonders an den Küsten der polaren Landgebiete entlang, durch das reichliche Schmelzwasser vom Lande her in ihrer Wirkung verstärkt, an anderen Stellen, vor allem an der Grenze der kalten und warmen Meeresströmungen, fast ganz aufgehoben. — Die Veränderung des spezifischen Gewichts ganzer Oberflächenschichten im Meere mufs nach den Gesetzen des Gleichgewichts eine Niveauveränderung bedingen. Gehen wir von einer in einer gewissen Tiefe homogenen und dem Niveau nach gleich hohen Schicht aus, welche wir als Basis für die oberen Schichten des Eismeeres betrachten wollen, so befindet sich dieselbe nur dann im Gleichgewicht, wenn sie überall denselben Druck empfängt. Lagern daher Flüssigkeitsmedien von verschiedenem spezifischen Gewicht über dieser Basis, so tritt dort, wo das leichtere Medium sich befindet, von unten her ein Zufluſs, und dadurch eine Erhöhung der Flüssigkeitssäule ein, wie es ja die Physik an kommunizierenden Röhren, die mit spezifisch verschieden schweren Flüssigkeiten gefüllt sind, ad oculos demonstriert. Wie schon hervorgehoben, wird sich diese Niveauerhöhung an allen Küsten der polaren Landgebiete bemerkbar machen. Zieht man in Betracht, dafs infolge der Gravitation überhaupt schon eine Erhebung des Meeresniveaus nach den Küsten zu stattfindet, so zeigen die

Digitized by Google

Polarmeere diese Erscheinung nach dem Obengesagten in noch höherem Grade als die Meere niederer Breiten. So viel ich weifs, hat man diese Ungleichartigkeit im Meeresniveau noch nicht einmal in niederen Breiten durch Zahlen fixiert, um daraus auf die Gröfse der Wirkung der Anziehung der Festlandsmassen einen Schlufs ziehen zu können. Wenn es dann möglich ist, auch in den Polarmeeren die Erhebung des Meeresniveaus nach den Küsten zu zahlenmäfsig festzustellen, so vermag man zuletzt auch für die Gröfse der Wirkung des Treibeises eine Zahl anzugeben, indem man diejenige, welche der Wirkung der Massenanziehung durch die polaren Landgebiete entspricht, von der durch Messungen festgestellten Gesamtsumme abzieht. An eine derartige mathematische Behandlung geographischer Fragen ist wohl noch nicht herangetreten worden. Die Aufstellung der notwendigen Zahlen findet ihre Schwierigkeit in praktischen Hindernissen. Der Zukunft wird es vorbehalten sein, diese Aufgaben zu lösen.

Einige Zitate aus den Berichten einiger Polarforscher werden die durch das Treibeis hervorgerufene Doppelwirkung der Aussüfsung und Veränderung des spezifischen Gewichts in den oberen Schichten der Polarmeere am besten illustrieren. Über das Karische Meer schreibt Nordenskiöld[1]: „In dem flacheren Teile des Karischen Meeres ist das Wasser auf dem Boden fast ebenso salzig wie im Atlantischen Ocean und das ganze Jahr hindurch bis zu einer Temperatur von -2° bis $-2{,}7^{\circ}$ abgekühlt. Dagegen ist das Wasser an der Oberfläche in seiner Beschaffenheit stark wechselnd, mitunter an gewissen Stellen beinahe trinkbar und während des Sommers oft stark erwärmt. Hier findet das eigentümliche Verhältnis statt, dafs das Oberwasser infolge seines geringen Salzgehalts zu Eis gefriert, wenn es der Temperatur ausgesetzt ist, welche in den salzigen Wasserschichten nächst dem Meeresboden herrscht." — Bei Nares findet sich folgende Stelle über den Salzgehalt der Hummocks, welche er an der Nordküste des Grinnell-Landes antraf[2]: „Obgleich umgeben von grossen Massen Meereises alten Datums, ist es doch schwer, irgend welches vollkommen salzfrei zu finden. Nach Dr. Colan soll es überhaupt nie ganz frei sein, obgleich bisweilen vollkommen trinkbar. An einem mächtigen alten Hummocksberge entdeckten wir unter der Schneedecke zunächst eine $1^1/_4$ Zoll dicke Schicht krystallisierten Schnees, darunter ein 10 bis 12 Zoll dickes Lager von vollkommen salzfreiem, reinem Eise, dann erst kam das salzige Eis, aus dem der ganze Berg besteht. Ge-

[1] Die Fahrt der Vega, I, S. 160.
[2] Nares, I, S. 168.

Digitized by Google

legentlich befindet sich zwischen dem ganz reinen und dem salzigen Eise granuliertes Eis weniger solid, als das Eis darunter und darüber. Nach sorgfältiger Prüfung vieler Hummocksberge schliefse ich, dafs all das reine Eis sich aus dem geschmolzenen Schnee gebildet hat, der sich in Pfützen auf den alten Schollen sammelt." Die Untersuchungen, welche die „Vega" in der Nähe der Preobraschenski-Insel inbetreff des spezifischen Gewichts des Meerwassers anstellte, ergaben folgendes[1]: „Das spezifische Gewicht des Wassers betrug 1,026 bis 1,027, d. h. der Salzgehalt ist hier geringer als im Atlantischen Ocean .... Längs der Küste und eine gute Strecke ins Meer hinaus überstieg der Salzgehalt des Wassers nirgends 1,023 Prozent. Gewöhnlich betrug er 1,01 Prozent. Dies entspricht einer Mischung von einem Teile Meer- und zwei Teilen Flufswasser." Aus der Reisebeschreibung von Bessels entnehmen wir folgende Angaben[2]: „Das spezifische Gewicht des Meerwassers der Oberfläche aus 54 Beobachtungen wurde bestimmt zu 1,021 55 und ist etwas geringer als man a priori erwarten würde. Allein man mufs die Jahreszeit berücksichtigen, zu der die Beobachtungen angestellt wurden, und sich erinnern, dafs das Schiff, vom Eise umschlossen, sich während der ganzen Periode in einem engen Kanal befand (NB. Die Beobachtungsorte lagen zwischen 81° 35′ und 79° 36′ N. B.). Als mittleres spezifisches Gewicht findet Börgen[3] 1,024 11, für eine Zone zwischen der Eiskante und dem Polarkreise 1,024 93, im Robeson-Kanal giebt Nares[4] 1,022 45 an. Das absolute Maximum des spezifischen Gewichts an Bord der Polaris wurde um Mittag des 20. August bestimmt und betrug 1,01 88. Es ist ungemein hoch und könnte nur darin seine Erklärung finden, dafs man annähme, es hätten bedeutende Neubildungen von Eis stattgefunden. Als diese Beobachtung gemacht wurde, war das Wasser grün und besafs also nicht die Färbung, die man bei salzreichem Wasser voraussetzen würde. Das spezifische Gewicht des Meerwassers in der Nähe des Äquators beträgt 1,027, unter 40° B. 1,026, zwischen 40° und 50° B. 1,025, in der Nähe der Eiskante 1,024."

---

[1] Die schwedischen Expeditionen 1878—79, S. 319.
[2] Bessels, S. 550.
[3] Zweite deutsche Nordpolarfahrt, II, S. 679.
[4] Narrative of a voyage etc., II, S. 158.

Digitized by Google

3. INDIREKTE WIRKUNGEN DES TREIBEISES. EINFLUSS AUF DIE MEERESSTRÖMUNGEN UND DAS ORGANISCHE LEBEN IM MEERE.

Es ist klar, dafs durch die abschwächende und aussüfsende Thätigkeit des Treibeises, durch welche die Bewegungsart und Beschaffenheit des Meerwassers verändert wird, eine Veränderung in gröfserem Mafsstabe in den Strömungen der Polarmeere stattfinden mufs. Die Betrachtung eines besonderen Beispiels wird diese Erscheinung am besten illustrieren. Über den ostgrönländischen Polarstrom sagt H. Mohn in seiner Abhandlung: „Die Strömungen des Europäischen Nordmeeres“: „Der ostgrönländische Polarstrom wurzelt in den unbekannten Regionen nördlich von Spitzbergen und folgt im allgemeinen den herrschenden Winden. An der Aufsenkante des Eises ist die berechnete Stromgeschwindigkeit am gröfsten, 10—12 Seemeilen; an der Küste Grönlands weit geringer, 4—5 Seemeilen. Dies rührt aufser von den herrschenden Winden davon her, dafs erstens der Wind über dem Eise geschwächt wird, zweitens davon, dafs das Eis viel langsamer treibt, als die Oberfläche sozusagen des offenen Meeres für dieselbe Windesstärke, und drittens davon, dafs die Aussüfsung der oberen Wasserschichten durch Eisschmelzen und Süfswasserzufluſs vom Lande die Oberfläche gegen Grönland hin ganz beträchtlich hebt.“

In einer eigentümlichen Beziehung stehen gewisse Meeresorganismen zum Treibeis, und eine Beeinflussung der ersteren von seiten des letzteren ist unzweifelhaft. Es handelt sich hier nicht um solche Organismen, welche, wie die robbenartigen Säugetiere, oder auch wie etliche polare Landsäugetiere und Vögel, das Teibeis teils als Transportmittel oder als Ruheplatz benutzen, sondern um im Meere schwimmende Organismen vegetabilischer und animalischer Natur, deren Verbreitungsbezirk im wesentlichen mit dem des Treibeises zusammenfällt, die, indem sie sich gegenseitig zur Nahrung dienen, wechselseitig ihren Verbreitungsbezirk bedingen und durch eine letzte noch unaufgeklärte Ursache an das Treibeis gebunden sind. Einige Citate mögen das eben Gesagte bestätigen.

In dem Bericht der schwedischen Expeditionen lesen wir[1]: „Im allgemeinen ist es eine sonderbare Erscheinung, dafs man im Meere ein reiches Tierleben nur bei und zwischen dem Eise findet. Dieses gilt nicht blofs von solchen Tieren, welche sich daselbst um auszu-

[1] Die schwedischen Expeditionen, S. 154.

Digitized by Google

ruhen verweilen, wie Seehunde und Walrosse, sondern auch von anderen. Der Grönlandswal, eines der gröfsten uns bekannten Tiere, findet nur zwischen dem Eise hinreichende Nahrung, ebenso der Narwal. Die meisten Seehunde fängt man in Grönland in den sogenannten Eisfjorden, wo das Binneneis ins Meer mündet. Man kann sicher sein, bei den Eisbergen Seesäugetiere und Vögel zu finden, welche hier ihre Nahrung suchen, und die Alken machen lange Wege, um wieder Eis zu erreichen, sobald dasselbe in der Nähe ihrer Nester aufgebrochen ist." — Über die Verbreitung der Walfische schreibt Heuglin[1]: „Die Walfische ziehen sich hauptsächlich nach der bis zum Jahre 1818 für undurchdringlich gehaltenen Eismauer zurück, welche die Mitte der Baffins-Bai einnimmt, allwo die Jungen aufgezogen werden. Die Nahrung besteht nur aus kleineren, niederen Seetieren, hauptsächlich Medusen, Aktinien, Krebsen, Clio borealis und anderen Weichtieren, die sich namentlich an den Kanten des Treibeises aufhalten." — Im Winterhafen Safe Cove (Hudsonsbai) beobachtete Parry[2] „Myriaden von kleinen Garnelen und Seeheuschrecken (cancer nugax), die sonst an der Oberfläche des Meeres gefunden wurden, ebenso zahlreich in den Höhlen und Löchern im Eise sich aufhielten, und die sich von organischen Resten nähren." Dieselbe Erfahrung machte John Rofs auf seiner zweiten Entdeckungsreise, als er sich im nördlichen Teile der Baffins-Bai befand. Er berichtete[3]: „Das Eis rund um die Schiffe war voll von Buchten und Löchern, worin sich Myriaden von kleinen Alken (Alca Alte) auf dem Wasser schwimmend befanden, mit einer grofsen Menge von Walfischen und Seeeinhörnern." An einer anderen Stelle schreibt er: „Das Eis trennt und löst sich immer mehr. Grofse Scharen von Alken bedecken bald die ganze Wasserfläche. Dieselben frafsen die Insekten, die auch dem Walfisch zur Nahrung dienen, verschluckten die Krabben und Granelen, wovon das Wasser wimmelte." — Es möge hier noch eine Stelle Erwähnung finden, die zwar nicht einen Einfluſs des Treibeises auf Meeresorganismen konstatiert, aber insofern interessant ist, als sie den Unterschied der kalten Polarströmungen und der in die Polarregionen eindringenden warmen Strömungen hinsichtlich der Verbreitung der Diatomaceen hervorhebt. Wir lesen in dem Bericht Nordenskiölds über die Fahrt der Vega: „Im Grönländischen Meere findet man oft Wasser von entschieden brauner Färbung. Die beiden Fär-

[1] Heuglin, I, 79.
[2] Parry, III, S. 153.
[3] Zweite Entdeckungsreise, S. 30, 58.

Digitized by Google

bungen grün und braun werden durch einen im Meere befindlichen Schleim verursacht, den das blau scheinende Wasser (Golfstromwasser z. B.) nicht enthält." An einer andern Stelle schreibt er: „Der Schleim, der aus mehreren Arten Diatomaceen besteht und über Hunderttausende von Quadratmeilen verbreitet ist, bildet eine unerläfsliche Lebensbedingung nicht nur für die zahllosen Vogelschwärme der nordischen Meere, sondern auch für die Walfische, die Riesen der Tierwelt". — Die Ursache, welche der eigentümlichen Erscheinung zu Grunde liegt, dafs gewisse Meeresorganismen gerade innerhalb der Treibeisgrenzen besonders häufig angetroffen werden, und welche den Zusammenhang der Verbreitung des Treibeises und dieser Organismen erklärt, liegt vielleicht in den mechanischen Veränderungen, welche das Treibeis hervorruft. Die Aussüfsung des Meerwassers an der Oberfläche, die Ausscheidung vieler Salze beim Gefrieren, welche den oberen Schichten des Meeres zu gute kommen, vielleicht auch die beruhigende Wirkung auf die Dünung, der schützende Einfluſs vor den Wirkungen heftiger atmosphärischer Bewegungen vermag als Ursache geltend gemacht zu werden. Ein genaueres Urteil wird indes erst möglich sein, wenn der Einfluſs des Treibeises nach allen Richtungen hin genügend erkannt worden ist. Wir beschränken uns daher vorläufig auf diese Andeutungen.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

IV.

ZUR KENNTNIS VON EIS UND SCHNEE DES KILIMANDSCHARO.

VON

HANS MEYER.

Digitized by Google

Digitized by Google

Mein letzter Aufenhalt (1889) am obern Kilimandscharo erstreckte sich auf die Monate Oktober und November, also auf das Ende der kühlen Trockenzeit (Juni — November). Auf meiner ersten Reise (1887) dagegen hatte ich den Juli am Kilimandscharo zugebracht, also die beginnende Trockenzeit. Ich habe daher die hochalpine Region zur Zeit ihrer kleinsten und ihrer gröfsten Schneebedeckung beobachten können und bin in der Lage, das Bild, das ich 1887 in den Mitteil. d. Leipz. Vereins f. Erkunde von der gröfsten Beschneiung des obern Kilimandscharo gegeben habe, durch die 1889er Beobachtung seiner geringsten Schneeausdehnung zu vervollständigen und einige auf das Eis bezügliche Angaben hinzuzufügen. Als ich den obern Kilimandscharo im Juli 1887 beim Beginn der Trockenzeit besuchte, fand ich die ersten vereinzelten kleinen Schneeflecken im Südosten des Berges bei 3950 m Höhe; auf der Südseite lagen andere noch beträchtlich tiefer (ca. 3750 m), und ihre Lage dürfte annähernd mit der untern Grenze des Schneefalles auf dem Kilimandscharo identisch sein. In gröfserer Zahl und gröfserer Ausdehnung lagen sie auf der Südseite des zwischen Kibo und Mawensi ausgebreiteten Hochplateaus bei 4300 m, aber nirgends waren sie über 2 m tief, nirgends zu breiteren Decken vereint, überall war der Schnee weich, schwammig und stark im Schmelzen. In den Nächten fiel 3—4 cm tiefer, körniger graupelartiger Neuschnee, der aber am Tag schnell wegtaute.

Bei der Besteigung des in 4400 m auf dem Hochplateau aufsitzenden, 6010 m hohen Kibokegels fand ich, dafs die Schneeflecken bergaufwärts rasch zunahmen und von ca. 4500 m ab sich zu grofsen Schneefeldern vereinigten, deren Schnee (oder Firn) um so härter, körniger und trockner wurde, je höher wir emporstiegen. Diese Schneefelder reichten in unserer Aufstiegrichtung bis 5350 m Höhe, wo sie plötzlich durch eine 30—35 m hohe steile Eiswand unterbrochen wurden, welche die obere Eisdecke des Kibo begrenzt. Über diese Eismauer gelangte ich 1887 nicht hinaus, da mich mein Gefährte schliefslich allein gelassen hatte. Auch diesmal war auf dem Plateau (4300 m)

Digitized by Google

in den Nächten wiederholt körniger, schnell abtauender Neuschnee gefallen, desgleichen Nachmittags auf dem Kibokegel bis unterhalb der Eisgrenze zu 5000 m herab, wo er bisweilen bis zum nächsten Tag in den Mulden liegen blieb.

Im Oktober 1889, also am Ende der Trockenzeit, trug das Hochplateau keine Schnee-(resp. Firn-)flecken mehr und ebenso waren die im Juli noch zusammenhängenden Schnee-(resp. Firn-)felder auf den Flanken des Kibo verschwunden bis auf kleine Flecken von Neuschnee oberhalb 4500 m. Nur die Eismauer in 5350 m, an der ich 1887 umgekehrt war, war unverändert geblieben. Der Kilimandscharo hat also zur Zeit seines geringsten Schnee- und Eisbestandes überhaupt keine Firnfleckengrenze, sondern nur eine Eisgrenze.

Diese Eisgrenze wird durch die erwähnte Eiswand dargestellt, welche von 5 bis zu 80 m Höhe wechselnd, in hellblauer Färbung den Eismantel umsäumt, der dem obern Kibokegel aufliegt. Nur der domförmige Kibo trägt eine solche Eiskappe; der Mawensi ist zu niedrig (5350 m), zu zerrissen und im Gestein zu durchlässig für eine dauernde Schneebedeckung. Blofs in einigen tiefen Klüften sah ich auf dem Mawensi oberhalb 4500 m vereiste Firnflecken von nicht mehr als 5 m Länge und Breite. Der den obern Kibo einhüllende Eismantel hingegen ist in sich ganz geschlossen und streckt gröfsere und kleinere Zungen in je nach Art der orographischen Unterlage verschiedene Höhen herab. Am höchsten liegt die Grenze der Eisdecke auf der Nordseite, wo sie bei 5700 m den obern Rand des abgestumpften Kegels krönt. Im Nordosten und im Osten verläuft sie in Zickzacklinien bei durchschnittlich ebenfalls 5700 m (stellenweise 5550 m), im Südosten gabelt sie mit 2 breiten Zungen bis zu 5350 m herab, auf deren östlicherer, dem „Ratzelgletscher", wir die Besteigung ausführten, und auf der Südseite senkt sie sich schnell aus Südosten bis zur 4400 m hohen Basis des Kibokegels hinunter, in den niederen Partieen wegen der Steilheit des Berges ausserordentlich zerklüftet und in trümmerreiche Zungen geteilt, von denen im Süden einige erst bei 4000 m, im Südosten sogar bei 3800 m endigen. Nach Westen steigt die Eisgrenze wieder rasch empor und verläuft von 4200 m im Westen zu 5650 m im Nordwesten, um im Norden wieder an 5700 m anzuschliefsen.

Die Höhenkurve ist demgemäfs folgende:

Norden	4700 m	Südwesten	3800 m
Osten	5700 m	Westen	4200 m
Südosten	5350 m	Nordwesten	5650 m
Süden	4000 m	Norden	5700 m.

Digitized by Google

Die tiefste Erstreckung im Südwesten bei 3800 m haben wir also als die klimatische Firngrenze anzusehen; die mittlere Eisgrenze dagegen würde in 4750 m (5700 m + 3800 m : 2) zu ziehen sein.

Fragen wir nach den Ursachen, welche die erhebliche Schwankung der Eiskurve bedingen und die West- und Südseite des Berges am meisten, die Nord- und Ostseite am wenigsten beeist erscheinen lassen, so ist es klar, dafs es, wie auf allen Hochgebirgen, mehr die schneeerhaltenden als die schneebringenden Faktoren sein müssen, welche die Eisgrenzen regulieren.

In der herbstlichen Hauptregenzeit wehen vorwiegend südliche Winde (meist Südwest), die also insbesondere die Südseite beschneien. Auf die Regenzeit folgt die wärmere Trockenzeit (Dezember bis April), die mit nördlichen Winden (meist Nordost) nur die Nordseite des Gebirges trifft und dort am Schnee- und Eismantel beständig zehrt. Die folgende kleine Regenzeit (Frühling) mit ihren wechselnden Winden ist nicht imstande, diesen Eisverlust der Nordseite zu ersetzen, und auch die auf sie folgende kühlere Trockenzeit, die mit ihren südlichen Winden (meist Südwest) nur die Südseite des Gebirges trifft, zehrt, weil sie die kühlste Jahreszeit ist, natürlich weniger am Eis der Südseite als die wärmere Jahreszeit an jenem der Nordseite.

Lokale Berg- und Fallwinde ergänzen diese allgemeinen Züge. So wehen aus den dürren und hochgelegenen Ebenen nördlich des Kilimandscharo trocknere und wärmere Steigungswinde zur Nordseite des Gebirges hinauf als aus der vegetationsreicheren und tiefer gelegenen Südebene mit ihren mannichfachen kleinen Berggruppen. Die Wärmestrahlung aus der höheren Nordebene wirkt intensiver auf die Nordseite ein als die Strahlung aus der tieferen Südebene auf die Südseite wirkt, und das ist, wie im Himalaya und in den peruanischen Anden eine Thatsache von besonderer Wichtigkeit.

Daneben ist es zweifellos, dafs das Gestein, welches die Nordflanken des Kibo bildet, poröser und durchlässiger ist als jenes der Südseite; denn die Niederschläge und Schmelzwasser versickern, wie wir stets beobachten konnten, auf der Nordseite ungemein schnell, bilden selbst in den mittleren Gebirgsteilen der Nordseite nur wenige Quellen, sondern treten erst in der Ebene am Fufs des Gebirges in einer langen Reihe von Sümpfen zu tage, die als Njiri-Sümpfe bekannt sind. Auf der Südseite hingegen entspringen zahllose Quellen von 4000 m Bergeshöhe abwärts, und ein breiter Waldgürtel wirkt als Feuchtigkeitskondensator auch auf die Erhaltung der darüber liegen-

Digitized by Google

den Schnee- und Eismassen mächtiger ein als die fast ganz waldlosen Hänge der Nordseite.

Die Ostseite hat verhältnismäfsig wenig Eis, weil sie in der wärmeren Trockenzeit von zehrenden Nord-Ostwinden getroffen wird, und namentlich, weil ihr das zwischen Kibo und Mawensi liegende, 4400 m hohe Hochplateau so nahe ist, von dessen dunklem, am Tage stark erhitzten Gestein aus die Wärmestrahlung aufserordentlich wirksam sein muss.

Am günstigsten für die Eiserhaltung ist die Südwestseite, nicht nur weil die wärmeren Nord-Ostwinde nicht dorthin reichen, sondern vor allem, weil dort eine ungeheuere, mit dem obern Kibokraterkessel in Verbindung stehende Thalschlucht gelegen ist, in der sich die Schnee- und Eismassen leicht ansammeln und konservieren. Aus der Mündung dieser Thalschlucht tritt auf leicht geneigter Unterlage ein imposanter Eisstrom heraus, der, wie oben erwähnt, bis zu 3800 m Höhe herabreicht (also auch noch lange nicht bis zu der 3200 m hohen Baumgrenze) und meines Erachtens der einzige Gletscher erster Ordnung des Kilimandscharo ist, während alle die andern zerklüfteten Eiszungen auf ihren steilen Unterlagen als Hängegletscher, Gletscher zweiter Ordnung zu bezeichnen sind. Sie haben sehr viel geringere Ähnlichkeit mit den Gletschergebilden unserer Breiten als mit jenen der tropischen Anden, besonders den von Reifs und Stübel beschriebenen, unter denen der Kratergletscher des „Altar" sogar ein ziemlich vollkommenes Gegenstück des Kibo-Krater-Gletschers zu sein scheint.

Abgesehen von dem im tiefen Kraterkessel sich bildenden Gletscher hat die Eisbedeckung des Kibo keine eigentlichen Firnreservoirs, keine Mulden und Sammelbecken, von denen aus das Gletschereis wachsen könnte. Nur die Flanken des steilen Berges und der wenig nach aufsen geneigte Oberrand des Kraters dienen den Schnee- und Eismassen als sammelnde Unterlage, wo sie sich hauptsächlich in den beiden Regenzeiten des Jahres immer wieder neu bilden. Ich glaube darum auch nicht, dafs dem Eismantel des Kibo eigene Gletscherbewegung (aufser dem bei 3800 m endigenden Kibo-Krater-Gletscher) zugeschrieben werden kann. Die Eismassen rutschen vielmehr durch eigene Schwere auf dem steilen Untergrund ab bis zu der durch die oben erörterten Ursachen bedingten klimatischen Eisgrenze, wo sie abgeschmolzen werden.

Diese Abrutschung äufsert sich auch deutlich darin, dafs am Ende der Trockenzeit die am Oberrand des Kraters liegenden Eismassen merklich weniger stark sind als die auf den Aufsenflanken, und dafs zu

Digitized by Google

dieser Zeit auf dem Oberrand bastionenartige steile Eismassen liegen, von denen, wie bei geologischen Verwerfungen, der ursprünglich mit ihnen zusammenhängende Teil nach der tieferen Aufsenseite abgerutscht ist. An ihren Steilwänden lassen sich die abwechselnd hell- und dunkelblauen Horizontalschichten des Eises vorzüglich beobachten.

Von Gletschergebilden unserer Breiten unterscheiden sich die Gletscher des Kibo aber auch durch den Mangel bemerkenswerter Gletscherbäche, Gletschertunnel und Gletscherthore, denn die Schmelzwasser versickern rasch in den porösen Laven und vermögen daher die Eismassen nicht zu unterhöhlen. Oberflächenmoränen kommen nicht vor, weil es über dem Eis keine Felspartieen giebt, von denen der Schutt auf das Eis fallen könnte. Vom Grundeis gebildete Endmoränen finden sich dagegen an vielen Stellen, wenn auch nirgends in grosser Masse, da wahrscheinlich das Terrain zu steil für solche Schuttanhäufungen ist, und Schliffe sind von den rutschenden Eismassen in Mulden und Erosionsthälern mehrfach den Felswänden 10—15 m hoch parallel zur Thalsohle der Mulden eingeritzt; sie verdanken vermutlich dem Geröll, das die Eismassen vor sich herschieben, ihre Entstehung.

Die Farbe der Eisoberfläche ist ein helles Silbergrau, ganz ähnlich der Gletscherfärbung unserer Breiten. Das Eis selbst ist sehr spröde und glasig dank der beständigen intensiven Schmelzung unter dem Einfluss der Tropensonne. An flacheren Stellen wird es aber am Tage ziemlich stark erweicht. In den Spalten, Abbrüchen und an der mauerartigen Eisgrenze ist die Folge der einzelnen, die Masse zusammensetzenden Eisschichten in grosser Deutlichkeit an der bankförmigen Struktur und der wechselnden hellen und dunkeln Bläue zu beobachten.

Der ganze Eismantel ist von zahllosen Spalten und Klüften durchzogen, die an einigen sehr steilen Partieen der Südseite die dortige Eisdecke in ungeheuere Trümmerfelder auflösen, welche weiter unten auf weniger steiler Unterlage wieder zusammenfrieren. Die Spalten sind erklärlicherweise fast lauter Quèrspalten.

Je höher die Eisfelder liegen, desto mehr sind sie oberflächlich zerfurcht und zernagt; weite Flächen sehen aus wie gepflügt. Dabei lässt sich vielfach ein paralleler Verlauf bis zu 2 m Tiefe eingeschnittenen Furchen erkennen. Die vertikalere Sonnenstrahlung über diesen obern Partieen wird die primäre Ursache dieser Erscheinung sein, die durch die Windwirkung und Schmelzwasserabspülung verstärkt wird. Im höchsten Masse sind die im Kraterkessel selbst lagernden Eisfelder zernagt, dort aber mehr in schaligen und welligen Formen wie in

Digitized by Google

kleinem Maſsstab auf dem tauenden Schnee unserer Breiten, und zwar mag der Mangel tiefer Furchen im Kraterkessel auf das Fehlen stärkeren Luftzuges und auf den geringen Abfluſs der Schmelzwasser zurückzuführen sein. Der von Dr. Güſsfeld aus den Anden beschriebene „nieve penitente“ scheint mir sehr ähnliche Formen zu haben.

Wo zwischen dem Ringwall des Kraters und dem im Norden des Kraterbodens stehenden Eruptionskegel der gröſste Windschutz gegeben ist, liegt das Eis in besonders groſsen Massen. Auch der Antipassat, in dessen Gebiet der Kibo hoch hineinragt, mag an dieser Lagerung, wie ich früher ausgeführt habe, wesentlichen Anteil haben. Im allgemeinen aber bin ich nach meinen neueren Beobachtungen geneigt, dem Wirken des Antipassates nicht mehr einen so bedeutenden Einfluſs auf die Gestaltung der Eis- und Schneedecke des Kilimandscharo zuzuschreiben, wie ich es nach dem ersten Besuch des Gebirges that. Die orographischen Faktoren sind jedenfalls viel maſsgebender.

Digitized by Google

V.

ZUR STRANDLINIEN- UND TERRASSEN-LITTERATUR.

VON

Dr. CHRISTIAN SANDLER

in Kulmbach.

Digitized by Google

Digitized by Google

Dem Augenschein nach sind sowohl Strandlinien als Terrassen[1] alte Strandbildungen. Aus diesem Grunde und wegen ihres fast ausschliefslichen Vorkommens an der Meeresküste liegt es nahe, sie für Anzeichen negativer Niveauverschiebungen zu halten. Obgleich sie nun nicht selten geradezu augenfällig sind, hat man sie doch erst spät zur Unterstützung der Hypothese, dafs Skandinavien einer solchen Niveauverschiebung unterliege, herangezogen.

Für die schwedische Küste suchte bekanntlich Celsius bereits im Jahre 1730 jene Hypothese in wissenschaftlicher Weise zu begründen. Die erste Messung einer Terrasse in Norwegen dagegen wird uns erst aus dem Jahre 1769 gemeldet[2], und diese ist wenig bekannt geworden und, weil vereinzelt, ohne Bedeutung geblieben; sie wurde auf der Maasö[3], nahe dem Nordkap, vorgenommen durch den Österreicher Hell, welcher nachzuweisen suchte, dafs das Meer sinke. Leopold v. Buch hat in seiner „Reise durch Norwegen" (1810) die Strandlinien und Terrassen der Westküste kaum erwähnt; er gründet seine Meinung, dafs Skandinavien sich hebe, hauptsächlich auf das Vorkommen von subfossilen Muschelresten über dem Meer, auf das Zurückweichen des Meeres von der schwedischen Küste und auf die Erhebung der Celsius'schen Wasserstandsmarken über das Meeresniveau. Vargas Bedemar dagegen, welcher

---

[1] Definition und Erklärungsversuch dieser Erscheinungen habe ich in einem Vortrag in der Sitzung des Vereins für Erdkunde zu Leipzig vom 3. Mai 1890 gegeben; ausführlichere Darlegung in Peterm. Mitt. 1890, Heft IX u. X.

[2] Cf. M. A. Bravais, Sur les lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark, Paris 1842, S. 59.

[3] Ö = Insel.

Digitized by Google

kurz nach L. v. Buch Skandinavien bereiste, weist ausdrücklich auf die Terrassen der Westküste hin (1819). Von den Altengaardterrassen (Altenfjord, 69° 57′ n. Br.) schreibt er[1], sie seien nicht fluviatilen Ursprungs, sondern entweder alter Meeresgrund oder vom Meer angeschwemmtes Land, und vergleicht sie mit den Sandterrassen des südlichen Norwegens.

Eingehende Beobachtungen über die alten Strandbildungen aber erfolgten erst in den dreifsiger Jahren, einer Zeit, wo Playfair's und L. v. Buch's Hebungstheorieen allgemein Anklang gefunden hatten, und wo man geneigt war, noch andere, mit der Eiszeit in Zusammenhang stehende Erscheinungen, wie Gletscherschliffe und erratische Blöcke, zu den Beweisen für eine frühere Meeresbedeckung zu rechnen.

Der Norweger Keilhau ist es, welcher die lange Reihe der eigentlichen Litteratur der alten Strandbildungen eröffnet. Er spricht 1832 als erster von „Strandlinien" und bezeichnet es als wünschenswert, festzustellen, ob die alten Strandlinien in der Finmark horizontal seien oder nicht[2]. Später, im Jahre 1838, veröffentlichte er ein Werk, in welchem er die Anzeichen für die Hebung Norwegens speciell behandelte und die erste wissenschaftliche Beschreibung mehrerer, von ihm selbst untersuchter Strandlinien lieferte, besonders derjenigen des Österfjords und der Andorgö. Er nahm an, sie seien zu einer Zeit, als das Meer in ihrem Niveau die Küste bespülte, von Eis ausgefurcht worden, das aus den Fjorden hinaustrieb. Die verschiedenen Niveaus der alten Küstenlinien seien ein Beweis dafür, dafs die Hebung des Landes ruckweise erfolgt sei[3].

Die von Keilhau angeregte Messung finnmärkischer Strandlinien nahm kurz darauf der Franzose M. A. Bravais im Altenfjord vor. Die norwegischen Strandlinien ziehen in der Regel nicht ununterbrochen vom inneren Ende eines Fjordes bis zu dessen Mündung hinaus, sondern sie kommen meist stückweise vor. So ist es auch im Altenfjord. Hier beobachtete Bravais in den innersten Verzweigungen des Fjordes Strandlinienstücke in vier verschiedenen Niveaus übereinander, in den äufseren Teilen aber nur in 2—3 Niveaus, und zwar lagen die oberen Niveaus desto höher über dem (jetzigen) Meeresspiegel, je weiter sie von der offenen See entfernt waren. Die

---

[1] Reise nach dem hohen Norden (1810—1814), 1819, II, S. 92.

[2] Rejse i Jemtland og nordre Trondhjems-Amt; Nyt Mag. for Naturvid. 1832, vol. II, S. 57.

[3] Om Landjordens Stigning; Nyt Mag. f. Nat. 1838, S. 230, 250—254.

Digitized by Google

jeweilig obersten Linienstücke glaubte er von einem Horizonte herrührend; gleicherweise verband er unter Vernachlässigung von Strandlinienspuren, die ihm nicht deutlich genug schienen, die deutlichsten, niedriger gelegenen Linienstücke zu einem Ursprungsniveau und erhielt so zwei zusammenhängende schiefe Linien, welche seewärts konvergierten. Er schloſs daraus auf eine Hebung des Landes, welche als radiale Bewegung um den Schnittpunkt jener beiden Linien hätte vor sich gehen müssen. Wegen der vermeintlichen schiefen Lage der Linien glaubte er auch nicht, daſs man sie als Strandbildungen von Binnenseen auffassen dürfe, deren Dämme gebrochen seien. Die Terrassen seien von den Flüssen aufgeschüttet, die Strandlinien aber seien durch Wellenschlag und Meeresströmungen, letzteres besonders in den Sunden, ausgegraben worden. Keilhau's Hypothese, sie seien durch Treibeis ausgescheuert worden, stehe mit der Thatsache in Widerspruch, daſs im Altenfjord nur einige geschützte Buchten zufrieren, und daſs deren Eis schmilzt, bevor es den Vargsund erreicht[1].

Ohne Bravais' Meinung entgegenzutreten, führte E. Robert im Jahre 1844 als Beweis für die langsame und gleichmäſsige Hebung Skandinaviens den Umstand an, daſs die Spuren einstiger Meeresniveaus fast allenthalben eine vollkommene Horizontalität bewahrt haben. Auch betonte er, daſs Strandlinien, erratische Blöcke, Gletscherschliffe und subfossile Seemuscheln, welche sämtlich er für Anzeichen nachtertiärer Meeresbedeckung hielt, um so häufiger vorkommen, je mehr man sich dem Nordpol nähert, und daſs sie in nördlicheren Gegenden eine gröſsere Meereshöhe erreichen als in südlicheren[2].

R. Chambers (1848) sodann wandte sich direkt gegen Bravais[3]. Er machte geltend, daſs dessen Messungsresultat dem Augenschein widerspreche; die groſse Menge alter Strandlinien und der Umstand, daſs sie meist nur lokal (auf kürzere Strecken) entwickelt seien, führe zu Irrtümern. Linienstücke in verschiedenen Höhen gehörten zu verschiedenen Meeresniveaus, in gleichen Höhen zu gleichen Niveaus. So betrachtete er auch die 147'-Terrasse von Tromsö (69° 39' n. Br.) und die gleich hohe Linie im Nord-Ostre-Fjord (60° 35' n. Br.) als Reste ein- und desselben Meeresstrandes.

Chambers hatte mit Darwin (1839) auch den marinen Ursprung der Lochaberstrandlinien für wahrscheinlich gehalten[4]. Für diese,

[1] Sur les lignes d'ancien niveau de la mer etc. Paris 1842.

[2] Recherches sur les changements survenus dans le niveau de la mer et du sol depuis l'époque tertiaire; Comptes rendus XIX, 1844, S. 265—267.

[3] Ancient Sea-Margins 1848, S. 289 u. folg.

[4] l. c., S. 125 u. folg.

Digitized by Google

seit Anfang des Jahrhunderts umstrittenen, schottischen Strandlinien hat Jamieson 1863 die zuerst von Agassiz im Jahre 1842 aufgestellte Ansicht, dafs sie in Gletscherstauseen entstanden seien, zu fast allgemeiner Annahme gebracht[1].

Über die norwegischen Strandlinien aber bietet die Litteratur während zwei Decennien nach Chambers nichts Wesentliches. Einzig erwähnenswert ist T. Codringtons Abhandlung[2] über den wahrscheinlich glacialen Ursprung jener norwegischen Seen, welche in Fjordthälern liegen und vom Fjordende durch eine Barre getrennt sind, die aus Rollsteinen, Kies und grobem Sand besteht, häufig eine Endmoräne trägt und oft terrassiert ist. Die Entstehung der Terrassen führt Codrington auf Hebung zurück (1860).

Um so bedeutender ist die Anzahl der Werke, die seit Beginn der siebziger Jahre über diesen Gegenstand erschienen sind. Bis 1882 hat fast jedes Jahr einen oder mehrere neue Beiträge gebracht.

Th. Kjerulf war es, der 1871 das Thema zuerst wieder aufnahm[3]. Er unterscheidet zunächst die in offenen Thälern oder am Meer liegenden Terrassen als „freiliegende" von solchen, welche oberhalb einer Thalsperre (Moränenwall oder Felsriegel) liegen. Jene seien ein Anzeichen der ungleichmäfsigen Hebung des Landes, und zwar repräsentiere der innere Rand einer Terrassenfläche den bez. höchsten Stand eines einstigen Meeresspiegels; die Terrassenfläche sei entstanden während einer Verlangsamung oder Unterbrechung der Hebung, die Böschung der Terrasse während des Fortgangs derselben. Kjerulf fand, dafs die höchsten freiliegenden Terrassen in Norwegen im allgemeinen 600′ (188 m) über dem Meere liegen, mit Ausnahme derjenigen des Stiftes Bergen, welche nur 300—500′ (94—157 m) Meereshöhe erreichen; da bis zu ungefähr gleichen Höhen subfossile marine Muschelreste vorkommen (wenn auch nicht gerade in den Terrassen), so bezeichnete er die obersten Terrassen als „höchste Meeresstufe"[4].

Auch zur Erklärung der Strandlinien nahm Kjerulf ruckweise Niveauverschiebung an. Er behandelte besonders die beiden Ilsviklinien (bei Trondhjem), deren Meereshöhe er als erster gemessen hat. Er bekam für die obere 162, für die untere 145 m über dem Meere;

---

[1] Näheres darüber von Jolly, Nature XXII, 1880, S. 68.

[2] On the probably glacial origin of some Norwegian Lakes; Quart. Journ. geol. Soc. 1860, S. 345—347.

[3] Om Skuringsmärker, Glacialformationer og Terrasser, I. Grundfjeldet. Universitetsprogramm, Kristiania 1871; II. Sparagmitfjeldet, Universitetsprogram, Kristiania 1873.

[4] l. c. I, S. 50, 53, 71.

Digitized by Google

dadurch war die Meinung, die Höhe der Strandlinien nehme mit der geographischen Breite zu, widerlegt, denn weder N noch S von Trondhjem giebt es so hoch liegende Linien in festem Gestein. Die Ausgrabung der Strandlinien schrieb er der Meereserosion zu[1]. Die gleichen Ansichten sprach er auch in seinen späteren Werken aus, von welchen hier „Nogle af Geologiens Tidmaalere", 1874[2], und „Udsigt over det sydlige Norges Geologi", 1879[3] zu nennen sind.

Auch S. A. Sexe (1872)[4] hielt die Hebung Skandinaviens durch die Strandlinien, Terrassen und marinen Muschelreste, sowie durch die schwedischen Wasserstandsmarken für bewiesen. Indessen wich seine Ansicht über die Art und Weise der Hebung von der Kjerulfs ab. Er wies darauf hin, dafs Terrassen benachbarter Fjorde häufig in sehr verschiedenen Höhen liegen, während man sie, vorausgesetzt, dafs sie durch ruckweise Hebung des Landes in ihre jetzige Lage gebracht wurden, doch in gleichen Höhen erwarten sollte. Er kam daher zu dem Schlusse, die Hebung sei konstant und gleichmäfsig vor sich gegangen, die Zuführung des Terrassenmaterials durch die Flüsse aber sei ungleichmäfsig gewesen infolge wechselnder Niederschlagsmengen und lokaler Verhältnisse, von welch letzteren er das Vorkommen von Seen im Flufslaufe kurz oberhalb der Mündung desselben und die verschiedene Widerstandskraft der Gesteine gegenüber der Flufserosion anführt. Auch betonte er die Thatsache, dafs das Meer im jetzigen Niveau an der norwegischen Küste eine Strandlinie nicht gebildet hat.

Da es ihm aus letzterem Grunde sehr wenig wahrscheinlich vorkam, dafs das Meer die alten Strandlinien ausgegraben habe, untersuchte er im Jahre 1874 die von Keilhau beschriebene, 42 m hoch gelegene Österfjord-Strandlinie. Er fand dort gegenüber Hammerland Gletscherschrammen auf dem Fels vom Meeresstrand bis zu einer Höhe von 300′ (94 m), auch dort, wo die Strandlinie liegen soll („hvor Linien siges at ligge"), und meinte deshalb, dieselbe könne nicht nach der Eiszeit entstanden sein[5].

---

[1] l. c. II, S. 89.

[2] Ursprünglich in der Zeitschrift „Fra Videnskabens Verden", Kjöbenhavn; übersetzt von R. Lehmann mit kleineren Änderungen und Zusätzen unter dem Titel „Einige Chronometer der Geologie", Berlin 1880.

[3] Deutsch von A. Gurlt: „Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen", Bonn 1880.

[4] On the rise of land in Scandinavia, Kristiania 1872, Universitetsprogram.

[5] Om en gammel Strandlinie i fast Klippe; Forh. i Videnskab. — Selsk. i Christiania, Aar 1874; Christiania 1875, S. 185—187.

Digitized by Google

In einer im gleichen Jahre (1874) erschienenen Abhandlung[1] führte er eine ganze Anzahl von Gründen gegen den marinen Ursprung der Strandlinien auf, so neben den obigen die Thatsache, dafs dieselben ausschliefslich in den Fjorden, statt aufsen am freien Meer liegen. Auch sprach er sich dahin aus, dafs die Strandlinien, wenn sie vom Meere ausgearbeitet wären, nicht so selten und stückweise vorkommen dürften; ihre ebene, oft glatte Oberfläche deute gar nicht auf Meeresarbeit; zudem sei die Österfjordlinie, wie schon Keilhau in „Om Landjordens Stigning" S. 230 berichte, besonders in vorspringende Felspartieen eingeschnitten. Sexe folgerte aus alledem, die Strandlinien seien durch Gletschererosion gebildet worden; über die Art und Weise dieses Vorganges sprach er sich nicht näher aus.

Auch in Sexe's nächster Arbeit[2] (1876) über diesen Gegenstand, welche die Strandlinien des Ilsvik[3] und des Altenfjordes betrifft, vermifst man eine nähere Ausführung dieser Idee.

Für die Möglichkeit der Terrassenbildung durch ungleichmäfsige Geröllzufuhr bei gleichmäfsig-kontinuierlicher Hebung hat sich 1876 auch K. Pettersen in Tromsö ausgesprochen[4].

H. Mohn[5] dagegen, der 1875 auf dem „Hansteen" die norwegische Küste von Bergen nordwärts behufs Inspizierung der meteorologischen Stationen bereiste und dabei die Höhe einer grofsen Anzahl von Strandlinien (vom Schiffe aus) zum erstenmal vermafs, meinte wieder, alles deute auf ruckweise Hebung des Landes hin; übrigens seien noch mehr Untersuchungen und Messungen nötig, bevor man es wagen könne, eine Theorie über die Entstehung der Strandlinien aufzustellen. Soweit ihm die Strandlinien bekannt waren, stellte er sie zu Gruppen zusammen, und zwar: 1. die Tromsögruppe mit 7 Niveaus, 2. die Altenfjordgruppe mit 5 Niveaus, welche mit den 5 unteren Linien der Tromsögruppe ziemlich genau übereinstimmen; 3. die Ostfinnmark-Varangerfjordgruppe mit 5, 4. die Trondhjemsstiftgruppe (Fredö-, Lekö-,Lensvik- und Ilsvik-Linien) mit 5, und 5. die Bergensstiftgruppe mit 3 Niveaus (Sönd-, Öster- und Hardangerfjord-Linien)[6].

[1] Jättegryder og gamle Strandlinier i fast Klippe; Universitetsprogram, Kristiania 1874, S. 38—44.

[2] Om nogle gamle Strandlinier; Arch. f. Math. og Nat. I. 1876, S. 1—18.

[3] Vik, auch vig, = Bucht, Wiek.

[4] Bidrag til det nordlige Norges Orografi, S. 396 u. folg.; Arch. f. Math. og Nat. I, 1876, S. 367—437.

[5] Bidrag til Kundskaben om gamle Strandlinier i Norge; Nyt Mag. f. Naturv. XXII, 1877, S. 1—54.

[6] l. c. S. 50, 32, 37.

Digitized by Google

H. H. Reusch[1] (1877) hatte in den Sommern 1874 und 1875 auf den Inseln zwischen Statland und Bud die Wirkungen des Meeres auf die Küste beobachtet und dabei auch den Terrassen der Romsdalsinseln (Godö-Harö) sein Augenmerk geschenkt. Den einst höheren Stand des Meeres als bewiesen voraussetzend, erklärt er, jene Terrassen seien allein den Wirkungen des Meeres auf eine einmal abgelagerte Geröllmasse zuzuschreiben. Wodurch und wie diese Ablagerung erfolgte, wird nicht näher ausgeführt. Grosse Flufsläufe, welche das Material zu den Terrassen hätten herbeischaffen können, fehlen auf den Inseln; daher unterscheidet Reusch die Terrassen auf den Inseln als Küstenterrassen von den im Innern der Fjorde liegenden Thalterrassen, die als Deltabildungen von der gemeinsamen Arbeit von Meer und Flufs herrühren[2].

Im folgenden Jahre (1878) veröffentlichte K. Pettersen einen kurzen Aufsatz über die säkulare Hebung oder Senkung von Kontinentalmassen[3]. Er hielt darin an seiner Ansicht von der gleichmäfsigen Hebung Skandinaviens fest; da übrigens Strandlinien verschiedener Höhen sich über Hunderte von Meilen ganz horizontal erstreckten, so müfsten die Kräfte, welche Skandinavien höben, ganz anderer Art sein, als die, welche Gebirge, wie die Alpen, aufrichteten.

Dem entsprechend drückt er in einer zweiten Abhandlung[4] gleichen Jahres, welche speciell Strandlinien in festem Gestein, insbesondere die der Tromsögruppe behandelt, die Meinung aus, es wäre ein in hohem Grade eigentümliches Verhalten, wenn eine Strecke von mehreren hundert Meilen, wie die vom Nordkap bis Bergen, trotz mehrfacher ruckweiser Bewegungen doch in so gleichartiger Weise in höheres Niveau gelangt sein sollte, dafs sämtliche Strandlinien horizontal blieben. Auch die Altenfjordstrandlinien seien horizontal, Bravais habe nur falsche Linienstücke zu einer Linie verbunden. Die Hebung müsse also eher langsam und im allgemeinen gleichmäfsig, wenn auch nicht stets mit gleicher Intensität, erfolgt sein, was auch durch das Vorkommen von subfossilen Muschelresten in nahezu allen Höhen

---

[1] Träk af Havets Virkninger paa Norges Vestkyst; Nyt Mag. f. Naturvid., XXII, 1877, S. 169—244; deutsch im Auszug von R. Baldauf unter dem Titel „Einiges über die Wirkungen des Meeres auf die West-Küste Norwegens"; Neues Jahrb. f. Mineralogie 1879, S. 244 u. folg.

[2] l. c., S. 205, 234 u. folg.

[3] Continentalmassers langsomme seculare stigning eller sänkning; Tromsö Mus. Aarsh. I, 1878, S. 66—76.

[4] Om de i fast Berg udgravede Strandlinier; Arch. f. Math. og Nat., Kristiania 1878, S. 182—223.

Digitized by Google

bis zu 540′ (170 m) bewiesen sei. Wie ein modernes Beispiel von Felsscheuerung durch Eis im Salang, der jeden Winter zufriere, darthue, seien die Strandlinien durch Meer- und Fjordeis ausgegraben worden, vorzüglich an Stellen mit Meeresströmungen, also zumeist in Sunden, wo sie auch am häufigsten erhalten sind. Und zwar habe die Ausfurchung der Strandlinie nicht an der äufseren Kante der Wegbahn begonnen; denn sonst müfste die von der inneren Kante der Wegbahn aufsteigende Bergwand überhängen oder doch vertikal, anstatt nur steil geneigt, sein; sie müsse vielmehr an der oberen Kante dieser steilen Wand ihren Anfang genommen haben. Um nun zu erklären, warum dann bei gleichmäfsiger Hebung nicht der ganze Bergabhang bis zum jetzigen Strand hinunter gleichmäfsig abgescheuert wurde, griff Pettersen zur Annahme eines mehrfachen Wechsels von kaltem und mildem Klima. Während der kalten Periode sei der Bergabhang von der oberen Kante der steilen Wand abwärts bis zur Wegbahn der Strandlinie durch Eis abgegraben worden; die Strecke von hier aus bis zur oberen Kante der Rückwand der nächst niederen Strandlinie aber sei während der eisfreien Periode gehoben worden.

Bezüglich der Bildung von Terrassensystemen, welche über weite Strecken nachweisbar sind, hielt Pettersen in seinem nächsten Werk[1] (1879) fest an der Hypothese der ungleichmäfsigen Geröllzufuhr. Mehr lokale Terrassen, wie er sie aus dem Kalfjord schildert, könnten durch Strömungen entstanden sein, welche direkt von Küstenvorsprung zu Küstenvorsprung gehen; im ruhigen Wasser der so umströmten Buchten würde alsdann Terrassenmaterial abgelagert werden; aufsen vor den Buchten aber erlaube die Strömung keine Ablagerung der Sinkstoffe, und dadurch entstehe die Böschung der Terrassen. Bei konstanter Hebung des Landes würden dann mit der Veränderung der Küstenumrisse jene Strömungen abgelenkt, und dadurch werde die Gelegenheit zur Bildung niedriger gelegener Terrassen geboten.

Scheuerungserscheinungen, welche denen der Glacialzeit gleichen, könnten auch in der gegenwärtigen Littoralzone entstehen, indem die Felsen durch die chemische und mechanische Thätigkeit des Meerwassers abgeglättet würden; überdies sei die Scheuerung zum Teil durch Strukturverhältnisse bedingt, und die rauhen Rinnen unebener Strandpartieen könnten durch Balanen vertieft worden sein[2] (1879).

---

[1] Terrassedannelser og gamle Strandlinier, andet Bidrag; Arch. f. Math. og Nat., Kristiania 1879, S. 167—179.

[2] Scheuerungserscheinungen in der gegenwärtigen Littoralzone; Zeitschr. f. ges. Nat. 1880, S. 247 u. folg., ursprüng. in Tromsö Mus. Aarsh. II, 1879, S. 65—97.

Digitized by Google

R. Lehmann liefert 1879 in seiner Abhandlung „Über ehemalige Strandlinien in anstehendem Fels in Norwegen“ (Halle, Realschulprogramm) nach einem Überblick über die Strandlinienlitteratur eine sehr dankenswerte Zusammenstellung aller beobachteten „alten Strandlinien“, sowie die Beschreibung mehrerer derselben. Auf Sexe's Hypothese von der Ausfurchung der Strandlinien durch Gletscher entgegnet er, dafs Gletscher Rundungen schleifen und keine Kanten, und dafs sie keine Horizontalebenen mit scharf abgegrenzten Rückwänden schaffen. Auch die Bildung von Strandlinien durch Treibeisscheuerung, wie sie Keilhau und Pettersen befürworteten, läfst er nicht gelten, denn Eis scheuere den Fels nur in Verbindung mit Sand und Steinen; schwimmendes Meer- und Fjordeis, dem dieses Schleifzeug fehle, werde im allgemeinen mehr zum Polieren als zum Furchen der Küstenfelsen geeignet sein. Zudem sei das Treibeis des Meeres infolge des Zusammenfrierens aufeinander geschobener Schollen von so wechselnder Dicke, dafs man ihm die Ausarbeitung jener meilenweit völlig horizontalen und regelmäfsigen Wegbahnen nicht zutrauen könne. Für richtiger hält er die Meinung Bravais', Kjerulf's und Mohn's, nach welcher die Strandlinien durch die Brandung geschaffen sind. Da Norwegen nun zweifellose moderne Beispiele für einen solchen Vorgang nicht bietet, bemüht sich Lehmann, solche aus anderen Ländern (Australien, Neuseeland, in einer späteren Notiz[1] auch aus Ecuador) beizubringen, und erklärt die Bildung der Strandlinien als einen Abrasionsvorgang während des Stillstandes der Hebung des Landes. Verwitterung und fluviale Erosion habe sie später an vielen Stellen verlöscht, besonders im südlichen Norwegen, wo auch, mit Ausnahme der Umgegend des Christianiafjordes, die Niederschlagsmenge viel bedeutender sei als im nördlichen. Die Art und Weise der Hebung des Landes hat Lehmann nicht erörtert; indessen scheint es auch ihm undenkbar, dafs ein ganzes, grofses Land, wie Norwegen, gehoben werde gleich einer Tischplatte.

Das nächste Jahr (1880) brachte wieder einen Beitrag zur Strandlinienfrage von Pettersen[2]. Er bietet darin eine Beschreibung und kartographische Darstellung der Tromsöer Strandliniengruppe. Seine frühere Ansicht über die Hebung Norwegens hält er aufrecht; dagegen ist seine Meinung, die Strandlinien seien durch schwimmendes Eis ausgescheuert worden, wankend geworden. Gleichwohl unter-

[1] Zur Strandlinienfrage; Zeitschr. f. ges. Naturw. 1880, S. 280 u. folg.

[2] Terrassen und alte Strandlinien, ursprünglich in Tromsö Mus. Aarsh. III 1880, übersetzt von R. Lehmann, Zeitschr. f. ges. Naturw. 1880, S. 783—838.

Digitized by Google

drückt er die Bemerkung nicht, dafs die Strandlinien weiches und hartes Gestein ebenmäfsig durchschneiden, was nicht der Fall sein könnte, wenn sie von der Meereserosion allein eingegraben wären. Ferner hebt er hervor, dafs die höchsten Strandlinien gewöhnlich in den inneren Sundläufen liegen, und dafs die Terrassen in den inneren Verzweigungen der Fjorde häufiger vorkämen als in den äufseren, weil das Flufsgeröll zumeist schon hier innen abgelagert werde.

Auf eine wichtige Thatsache im Vorkommen der Terrassen machte O. Gumaelius 1880 aufmerksam. Er wies nach, dafs in Norwegen kein Fufszehent vom Meeresniveau bis zu 600′ (188 m) Höhe frei von Terrassen ist; die marine Entstehung derselben hält er daher für zweifelhaft[1].

In einer Abhandlung[2] des Jahres 1881 beschreibt Pettersen mehrere Terrassen, welche in zwei Moränenwälle eingeschnitten sind, die von dem südlichen Kvänang (69° 50′ n. Br.) zwei kleine, mit dem Fjorde nur durch enge Sunde verbundene Seebecken abgliedern. Nur eine der vorhandenen (vier) Terrassen hat auf beiden Wällen die gleiche Höhe; die der übrigen, teils am Bergabhang, teils auf den Wällen liegenden Terrassen ist eine sehr verschiedene. Daraus zieht Pettersen den Schlufs, die Hebung könne nicht ruckweise erfolgt sein, denn einerseits würde dann nicht die auf beiden Wällen in gleicher Höhe vorhandene Terrasse ihre ursprünglich wagerechte Lage bewahrt haben, andererseits aber würden die übrigen Terrassen bei ihrer geringen Entfernung voneinander nicht so bedeutende Höhenunterschiede aufweisen.

Auch der Botaniker A. Blytt, welcher im Jahre 1881 zur Strandlinienfrage das Wort ergriff[3], ging von der Annahme aus, dafs das Vorkommen glacialer Muschelreste in allen Höhen bis 600′ die gleichmäfsige Hebung Skandinaviens beweise. Sodann schlofs er aus dem mehrfachen Wechsel der Schichten von Resten einer Moosvegetation mit denen einer Waldvegetation, den er in verschiedenen

---

[1] Några reseanteckningar från Norge, II. Rullstensgrus, terrasser och nutida bildningar af bergartsspillar; Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 1880—81, V, S. 175—207. Diese Arbeit war mir nicht zugänglich; ich habe die obige Nachricht aus E. Süfs, Antlitz der Erde, II, 1888, S. 443.

[2] Kvänangen. Et bidrag til besvarelsen af spörgsmaalet om fjorddannelsen, Tromsö Mus. Aarsh. IV, 1881, S. 1—36.

[3] Theorien om vexlende kontinentale og insuläre Klimater anvendt paa Norges Stigning, Krnia 1881; deutsch unter dem Titel: „Theorie der wechselnden kontinentalen und insularen Klimate"; Englers Botanische Jahrbücher, II, 1882, S. 1—50 und 177—184.

Digitized by Google

Torfmoosen nachgewiesen hatte, sowie aus dem Vorhandensein mehrerer Moränenzonen darauf, dafs kalte trockene (kontinentale) und milde feuchte (insulare) Klimaperioden mehrmals einander abgelöst hätten. Während der kalten Perioden seien die Strandlinien durch die Sprengwirkung des in den Gesteinsspalten gefrierenden Gezeitenwassers ausgearbeitet worden, und während der feuchten und warmen Perioden, welche ein Abschmelzen der Gletscher verursachten, seien durch vermehrte Geröllführung der Flüsse an ihren Mündungen Terrassen entstanden.

Gleicherweise trat Sexe im Jahre 1881, nachdem er die Strecke Hardangerfjord-Bergen besucht hatte, wieder gegen die Hypothese von der ruckweisen Hebung auf[1]. Er stützte seinen Widerspruch zunächst auf die mehrfach erwähnte Horizontalität der Strandlinien und legte dar, dafs die Häufigkeit derselben in Sunden und inneren Fjordteilen, sowie ihre allgemeine geographische Lage — die grofse Mehrzahl liegt N vom Ofotenfjord — nicht auf marinen Ursprung hinweise. Die oben angedeutete Entstehung der Strandlinien durch Gletschererosion suchte Sexe jetzt folgendermafsen zu erklären: Bei einem Gletscher, der sich aus einem Fjorde hinausschiebe, ohne dessen Boden zu berühren, sei die Geröllanhäufung am stärksten, 1. am oberen Gletscherrand, 2. im Gezeitenniveau (weil das herabkommende Geröll im Wasser an Gewicht verliere) und 3. am unteren Gletscherrand. In diesen drei Zonen der Anhäufung des Schleifmaterials müfsten Furchen in den Fels geschliffen werden.

R. Lehmann hatte im Jahre 1880 eine Dampfschiffreise von Lärdalsören über Bergen nach Kristiansund und zurück bis nach Kristiansand unternommen, um diese Küstenstrecken auf Strandlinien genau zu untersuchen. In seinem Berichte darüber[2] (1881), in welchem er die Erscheinungen auf dem Gebiete der Strandlinien-Litteratur seit seinem ersten Werke (1879) nachträgt, zählt er für das südliche Norwegen (bis Trondhjem) 51 Strandlinien auf gegenüber 20 seiner ersten Zusammenstellung. Einige dieser Linien, so auf Valderö, Kverve (Ellingsö), Freiö und bei Kristiansund, und die Terrassen auf Valderö hat er selbst vermessen. Auch richtete er sein Augenmerk vorzüglich auf solche Stellen des jetzigen Strandes, welche einen Be-

[1] Norges Stigning, Strandlinier, Terrasser; Arch. f. Math. og Nat. V, 1881, S. 247—273.

[2] Neue Beiträge zur Kenntnis der ehemaligen Strandlinien in anstehendem Gestein in Norwegen; Zeitschr. f. ges. Naturw. 1881, Separatabdruck.

Digitized by Google

weis für die Möglichkeit der marinen Entstehung einer modernen Strandlinie geben könnten.

Gegen den marinen Ursprung ist dann wieder ein Aufsatz Sexes aus dem Jahre 1882 gerichtet[1]. Der Gefrierpunkt des Meerwassers, heifst es darin, liege unter 0°, es greife daher die Felsen weniger an als Süfswasser. Auch liege das Strandeis angefroren fest und bilde eher eine schützende Hülle, als ein zerstörendes Werkzeug. Überdies seien glaciale Schrammen im Strandgürtel häufig — Sexe zählt 127 Punkte ihres Vorkommens auf — und ein Meer, das nicht einmal im Stande war, diese schwachen Friktionsstreifen zu verlöschen, könne keine Strandlinien eingraben.

Von der grofsen Anzahl jener Abhandlungen, welche sich nicht speciell mit den norwegischen Strandlinien, sondern mit Niveauverschiebungen im allgemeinen beschäftigen und diese einer Abnahme des Wassers, Änderungen der Gravitation oder kosmischen Ursachen zuschreiben, erwähne ich nur A. Pencks „Schwankungen des Meeresspiegels" 1882[2], da er seine Ausführungen zum grofsen Teil auf die norwegischen Strandlinien bezieht. Auch er betrachtet die Strandlinien ohne weiteres als Spuren früherer Meeresniveaus und sucht ihre jetzige Lage über dem Meere durch ein Sinken des Meeresspiegels zu erklären, welches infolge der durch das Schwinden der eiszeitlichen Gletscherbedeckung geminderten Attraktion eintrat. Dem etappenweisen Rückgang des Binneneises entsprächen verschiedene Stufen der Strandbildungen. Da der Meeresspiegel infolge lokaler Attraktion keine regelmäfsige Ellipsoidfläche sei, so könnten Stufen, welche jetzt in ungleichen Meereshöhen liegen, einst ein- und demselben Meeresspiegel angehört haben. Er berechnete, dafs das Meeresniveau während der Eiszeit infolge der Entziehung der Wassermenge, welche allein auf der nördlichen Hemisphäre in Gletschereis umgesetzt war, um 66 m tiefer habe liegen müssen als jetzt, dafs aber andererseits die Gletschermassen bei einer mittleren Mächtigkeit von 1000 m auf einem Areal von 490000 Quadratmeilen eine Anschwellung des Meeres um 90 evt. 100 m verursachen mufsten, welche durch lokale Ungleichheiten vermehrt oder vermindert wurde. Da diese Attraktionstheorie ein binnenwärts gerichtetes Ansteigen des eiszeitlichen Meerespiegels und somit der alten Strandlinien verlangt, suchte Penck auch Bravais' Annahme von der Neigung und Konvergenz der Altenfjord-Strandlinien

[1] Alte Strandlinien und glaciale Schlifflächen im Strandgürtel; Arch. f. Math. og Nat. VII, 1882, S. 194—199.

[2] Jahrb. d. geogr. Ges. zu München, Bd. VII; Separatabdruck, München 1882.

Digitized by Google

dadurch zu halten, dafs er bemerkte, jene Linien seien seit Bravais nicht wieder untersucht worden[1].

Dem gegenüber hat Zöppritz unter Zugrundelegung der von Penck angenommenen Werte durch genauere Berechnung eruiert, dafs die Anschwellung des Meeres infolge Verstärkung der Attraktion durch die Vergletscherung nur 70 statt 90 m habe betragen können[2]. Von anderen wurde eingeworfen, dafs Penck die Mächtigkeit der Eisbedeckung[3] und die Intensität der Niveauschwankungen[4] überschätzt habe. Übrigens war Penck selbst seine Theorie nicht unbedenklich; so schreibt er[5]: „Es ist nicht zu verkennen, dafs unserem Erklärungsversuch eine Thatsache entgegentritt, nämlich die, dafs alle jene Senkungen, deren Spuren in den Terrassen und Strandlinien ehemaliger Gletschergebiete vorliegen, erst gegen Schlufs der Eiszeit nachweisbar sind". In der That mufste zu einer Zeit, in welcher die weit ins Binnenland hineingreifenden inneren Verzweigungen der Fjorde bereits gletscherfrei waren, die mittlere Mächtigkeit des Binneneises so bedeutend unter 1000 m betragen, dafs eine durch Attraktion bewirkte Hebung des Meeresspiegels um 70 m, welches etwa der Mittelhöhe der höher gelegenen Strandlinien entspricht, schlechterdings ausgeschlossen war.

In den Jahren 1883 und 1884 erfuhr die Strandlinien-Litteratur eine weitere Bereicherung nicht. Diese Stockung scheint mir ein Beweis dafür zu sein, dafs der Glaube, man werde unter der bis dahin fast selbstverständlichen Annahme negativer Niveauverschiebungen zu einer befriedigenden Erklärung der alten Strandbildungen gelangen, zu wanken begann. Das letzte Litteraturerzeugnis, welches auf dieser Annahme basiert, ist ein Aufsatz von Hugh Miller aus dem Jahre 1885[6]. Er hatte 1884 in der Leangenbai und in anderen Buchten O von Trondhjem Spuren von 33—34 Terrassen unter 350′ (107 m) Meeres-

---

[1] Diese Bemerkung ist aber nicht zutreffend, denn Mohn (s. o.) hat 1875 die Höhe einer Anzahl von Linien der Altenfjordgruppe gemessen und 5 Horizontalniveaus für dieselben aufgestellt; auch Sexe (Om nogle gamle Strandlinier; Arch. f. Math. og Nat. II, 1876, S. 17) hat jene Gegend besucht (1876); er beobachtete an einem Hügel zwischen Kaafjord und Krognes im südlichen Altenfjord nicht weniger als 9 Strandlinien unter 200′ (63 m) Meereshöhe.

[2] Verhandlungen der Ges. f. Erdk. zu Berlin, IX, 1882, S. 540.

[3] Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde I, Leipzig 1884, S. 377.

[4] S. Günther, Lehrbuch der Geophysik II, Stuttgart 1885, S. 455.

[5] l. c., S. 62.

[6] Some Results of a detailed survey of the old coast-lines near Trondhjem; Nature XXXII, Okt. 1885, S. 555.

Digitized by Google

höhe, und weiter aufwärts bis zum Niveau der oberen Ilsviklinie, welches er mit 580′ (178 m) giebt, noch solche von 9—10 Terrassen, im ganzen also (mit Einschluſs der Ilsviklinien) etwa 45 Stufen nachgewiesen. Zudem vermutet er, daſs nicht von allen ursprünglich vorhandenen Terrassen Spuren erhalten seien. Er neigt daher mehr der Ansicht von der allmählichen Hebung des Landes zu, wenigstens folgert er, daſs ruckweise Hebungen, wenn dieselben überhaupt stattgefunden hätten, viel häufiger und in weit geringerer Bedeutung hätten erfolgen müssen, als man bisher angenommen habe.

In A. M. Hansens „On ‚Seter', ‚Strandlinjer' or Parallel Roads in Central Norway"[1] 1885 begrüſsen wir sodann das Werk, welches den ersten Schritt auf einem neuen Wege bedeutet. Hansen hatte im südlichen Dovrefjeld an den Thalgehängen des Glom, der Ren und der Folla 1—3 horizontale, 657—1090 m über dem Meere liegende Linien untersucht, welche den Parallelwegen im Lochaber gleichen und, besonders im Renthal, kilometerweit deutlich in festes Gestein geschnitten sind, indem dort der Fels an der inneren Seite der Wegbahn als senkrechte Mauer ansteht. Für die bankähnliche Oberflächenform, welche die Strandlinien bieten, gebraucht Hansen (und nach ihm E. Süſs, s. u.) den landesüblichen Ausdruck Sete, pl. Seter, d. h. „etwas, auf dem man sitzt". Hansen hält es für ausgeschlossen, daſs diese Seter durch Meereserosion gebildet seien, und entwickelt die Meinung, sie seien wie die Lochaberstrandlinien in Binnenseen entstanden, welche durch den letzten Rest des Binneneises aufgestaut waren. In Skandinavien sei die Grenze dieses Restes im Gudbrands- und Österthal 150 km S, bez. O der jetzigen Wasserscheide verlaufen. Zu welchen Schlüssen diese binnenländischen „Seter" über den Ursprung der an der See liegenden Strandlinien leiteten, deutete Hansen nur an. Indessen ist der Nachweis der Bildung von echten Strandlinien in Binnenseen an sich ein bedeutender Fortschritt, denn im Lochaber sind längere Stellen, an denen die Parallelwege in den Fels gegraben wären, nicht zu beobachten.

In einer späteren Notiz[2] teilt Hansen mit, das Vorkommen von Setern sei in Skandinavien von 61° 40′—68° n. Br. nachgewiesen.

Diese Bildungen sind zum Teil sehr auffällig, und es ist nur zu verwundern, daſs sie nicht früher untersucht wurden. So zieht in Gudbrandsthal bei Toftemoen auf beiden Thalgehängen eine Horizontal-

---

[1] Nature XXXII, 1885/86, S. 286; das Original „Om seter eller strandlinjer i store hoider over havet", Arch. f. Math. og Nat II, war mir nicht zugänglich.

[2] l. c., S. 365.

Digitized by Google

linie hin, die kaum weniger deutlich ist als einer der Lochaberparallelwege. Ich glaubte die ersten Spuren dieser Linie zwischen Listad und Moen auf der rechten Thalseite zu bemerken und verfolgte sie bis zum Lesje Vand. Betreten habe ich sie nur bei Domaas auf dem rechten Thalgehänge, wo sie aus Geröll besteht und anstehendes Gestein nicht zeigt, und auf dem östlichen Ufer des Lesje Vand, 1/2 km südlich von Holaker; hier scheint sie im Niveau der Landstrafse eine kurze Strecke weit in Fels geschnitten zu sein. Diese Linie ist zwar öfters bemerkt worden, beschrieben aber wurde sie, wie Hugh Miller auf Hansen's Ausführungen hin erinnert[1], nur von Chambers[2], allerdings bereits im Jahre 1849, der sie zu den marinen Erscheinungen rechnete. Horizontale Linien, welche den norwegischen Strandlinien auffallend gleichen, schildert im gleichen Jahre wie Hansen A. G. Högbom vom Drommenfjell in Jemtlands Län[3].

Gletscherstauseen sind auch heutzutage keine Seltenheit. E. Richter zählt deren aus den Alpen allein zehn auf[4]. Laut den Mitteilungen dänischer Forscher über Grönland (Meddelser om Grönland) kommen sie dort häufig und in grofsem Mafsstabe vor und liegen noch dazu in der Nähe des Meeres. J. E. Marr hat 1887 zur Erklärung der Lochaberstrandlinien noch besonders auf diese grönländischen Staufjorde hingewiesen[5].

E. Süfs endlich machte im Jahre 1888 als erster den Versuch, auch die an den Meeresküsten liegenden Strandlinien und Terrassen als Strandbildungen eiszeitlicher Gletscherseen zu erklären[6]. Er hält zwar eine vorwiegend negative Verschiebung der Strandlinie während der Eiszeit für zweifellos nachgewiesen, bringt aber die Stufenbildung nicht damit in Zusammenhang. Nachdem er betont hat, dafs Seter und Terrassen auch im skandinavischen Binnenland vorkommen, führt er sorgfältig die Gründe gegen die ruckweise Hebung des Landes an, welche sich aus den Werken Sexes, Gumaelius', Pettersens und Hugh Millers ergeben. Er fügt hinzu, dafs auch die Ilsvikstrandlinien am deutlichsten in vorspringende Felsrücken, weniger deutlich in Felsfurchen eingeschnitten seien; sie sähen nicht aus wie gescheuert, sondern wie eingesprengt und könnten nur bei stabilem Niveau ent-

[1] Nature XXXIII, 1885/86, S. 318.

[2] Edbgh. Philos. Journ., vol. XLIII, S. 71.

[3] Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jemtlands Län; Sver. geol. undersökn., Ser. C., Nr. 70, 4°, Stockholm 1885.

[4] Die Gletscherseen der Alpen; Globus 1890, Heft 1.

[5] The work of ice-sheets; geol. Mag. IV, 1887, S. 154.

[6] Antlitz der Erde II, 1888, S. 439 u. folg.

Digitized by Google

standen sein. Ihre scharfe Ausprägung beweise, dafs ihre Ausgrabung plötzlich unterbrochen worden sei. Dafs die Terrassenbildung am Schlusse der Eiszeit erfolgt sei, sei dadurch dargethan, dafs viele Terrassen von Moränen gekrönt sind und dafs diese, wie Codrington, Helland und Holmström berichten, nicht selten an den unteren Enden von Seen liegen, wohin ihr Material nur durch Gletscher gebracht worden sein konnte. Auch das Zusammenfallen der oberen Grenze des Vorkommens bestimmter erratischer Blöcke mit der obersten Terrassenstufe in mehreren Fjorden zwischen 68° 50′ und 70° n. Br., welches Pettersen beschrieben hat[1], deute auf den Schlufs der Glacialperiode als Zeitpunkt der Terrassenbildung. Die Annahme, die Terrassen seien durch ungleichmäfsige Geröllablagerung entstanden, reiche nicht aus zur Erklärung der Felslinien.

Sodann kommt Süfs zur Darlegung seiner Hypothese. Er nimmt an, dafs die grofsen und hohen Inseln vor dem nordnorwegischen Festland und die ihnen gegenüberliegenden Teile des Festlandes selbst, die heute noch vergletschert seien, zur Eiszeit, analog den Verhältnissen im jetzigen Grönland, Ausgangspunkte selbständiger Gletschergebiete gewesen seien, und vermutet, dafs im Tromsöstift das Binneneis bei seinem ersten Vordringen den Gletschermassen der Höhen und Inseln der Westküste in der Gegend der heutigen Fjorde begegnet sei; beim zweiten Vordringen aber hätten sich die Gletscherströme des Binneneises nur bis gegen den Hintergrund der durch die lokale Vergletscherung von Inseln und Küstenland aufgestauten Fjorde vorgeschoben, in diese ihre Sinkstoffe ablagernd, und so entstanden im Stauniveau die Terrassen.

Eine Bestätigung seiner Vermutungen sucht Süfs aus dem heutigen Grönland beizubringen. Dort hat Frederikshaabs Isblink mehrere Seen in Höhen von 295, 201 und weniger Metern abgeschnürt, so dafs dort in verschiedenen Niveaus Gelegenheit zur Bildung von Terrassen und Strandlinien geboten ist, ohne dafs irgend eine Schwankung des festen Landes oder des Meeresspiegels erforderlich wäre. Ähnliche Beispiele werden von Jakobshavns Isbrä angeführt und so wahrscheinlich gemacht, dafs bei einem Vorrücken der Ausflüsse des Binneneises Stufenbildung in gröfster Mannigfaltigkeit erfolgen könnte. Daher zieht Süfs den Schlufs, die Terrassen und Seter in den Fjorden des westlichen Norwegens seien als die Denkmale des zurückweichenden Eises und nicht als die Denkmale eines schwankenden Meeresspiegels oder gar von Schwankungen der Erdfeste anzusehen.

[1] Det nordlige Norge under den glaciale og postglaciale tid, 3. bidrag; Tromsö Mus. Aarsh. VIII, 1885, p. 32 u. folg.

Digitized by Google

Pettersen suchte im letztvergangenen Jahre diese Theorie auf die Tromsöstrandliniengruppe anzuwenden[1]. Von der Meinung ausgehend, dafs das Binneneis während der Strandlinienbildung nicht durch die Fjorde gegen das offene Meer hinausströmte, mufste er, um der Ausdehnung der Strandlinien entsprechende abgeschlossene Seebecken zu bekommen, annehmen, dafs lokale Eisströme, welche quer zu Gisund, Malangen, Kalfjord, Langsund, Ulfsfjord und aus dem Tunsvikdal zum Kvalsund flossen, die Absperrung und Aufstauung der Fjorde bewirkten. Ein Blick auf die Karte, welche Pettersen seinem Aufsatz beigegeben hat, zeigt die hohe Unwahrscheinlichkeit dieser Annahme; denn es ist nicht erfindlich, wo die Nährgebiete so bedeutender lokaler Eisströme liegen sollen. Zudem sagt Pettersen auf Seite 10 selbst, dafs positive Beweise für die einstige Existenz dieser Eisströme nicht vorliegen; auch hat er auf die Terrassen dabei gar keine Rücksicht genommen. Einen Beweis für die Richtigkeit der Süfsschen Theorie kann daher dieses letzte Produkt der Strandlinien-Litteratur nicht abgeben; es entblöfst vielmehr die Unzulänglichkeit dieser Theorie zur Erklärung der gerade herausgegriffenen Strandliniengruppe.

[1] In anstehenden Fels eingeschnittene Strandlinien; Sitzungsber. der kaiserl. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Classe, Bd. XCVIII, Abt. I, Jänner 1889.

Digitized by Google

Pierer'sche Hofbuchdruckerei. Stephan Geibel & Co. in Altenburg.

Digitized by Google

Verlag von DUNCKER & HUMBLOT in Leipzig.

Ostafrikanische Gletscherfahrten.

Forschungsreisen im Kilimandscharo-Gebiet.

Von

Dr. Hans Meyer.

Mit 3 Karten, einem Buntdruck, 20 Tafeln in Heliogravüre und Lichtdruck und 19 Textbildern. 1890. Preis 20 M.; geb. 23 M.; Prachtausgabe 32 M.

In dem vorliegenden Buch schildert der Verfasser seine Fahrten vom heimischen Strand über Meer und Land bis zum fernen eisgekrönten höchsten afrikanischen und deutschen Bergesgipfel. Wir wandern mit der Karawane von Mombassa durch die Steppenwildnisse nach Taweta an den Fuss des Kilimandscharo. Wir gewinnen eine lebendige und wahre Anschauung von dem Charakter des grossen ostafrikanischen Landes und seiner Bewohner, wir ziehen bergan in die gesegneten Fruchtgefilde der Dschaggazone auf dem unteren Kilimandscharo, weilen an den kleinen Fürstenhöfen Mandaras und Mareales, steigen empor durch den Urwald zur alpinen Region, vertiefen uns in den Zauber einer tropischen Hochgebirgsnatur, nehmen an den Leiden und Freuden eines dreiwöchigen Biwaklebens in 15,000 Fuss Meereshöhe teil, führen alle die entdeckungsvollen Klettertouren über Eis und Schnee mit aus und kehren endlich nach mancherlei Kreuz- und Querzügen im Umland wieder zur Küste des Indischen Ozeans zurück.

Dem erzählenden Teil des Buches folgt ein wissenschaftlicher Anhang, in welchem das auf den drei Expeditionen gesammelte Material von Fachmännern gesichtet erscheint. Wesentlich erhöht wird der Wert des Werkes durch die Beigabe dreier Karten, welche nach den Aufnahmen Dr. Hans Meyer's von Dr. B. Hassenstein in Gotha gezeichnet wurden, und durch den reichen Bilderschmuck, den es E. T. Compton's Meisterhand verdankt: einem in zwölf Farben hergestellten Titelbild in Buntdruck (Kilimandscharo aus Südosten) folgen zwölf Heliogravüren des genannten Künstlers und acht Lichtdrucke; sämtliche Bilder nach photographischen Originalaufnahmen des Verfassers. Der Text selbst enthält weitere neunzehn Reproduktionen Compton'scher Zeichnungen. Wie reichhaltig des Buches Inhalt ist, erhellt aus folgender Übersicht:

I. Einleitung: Die Geschichte der Kilimandscharo-Forschung. Kap. 1. Von Deutschland zur Suaheliküste. Kap. 2. Von Mombassa nach Taweta. Kap. 3. Bei Mandara und Mareale. Kap. 4. Zum Gipfel des Kibo. Kap. 5. Zehn Tage zwischen 4000 und 6000 Meter. Kap. 6. Durch das Bergland Ugueno. Kap. 7. Am westlichen Kilimandscharo. Kap. 8. Die Heimreise. Kap. 9. Zur Geographie des Kilimandscharo. — II. Wissenschaftlicher Anhang.

Karten: 1. Übersichtskarte der Expeditionen Dr. Hans Meyers. 2. Originalkarte des Kilimandscharo-Gebietes. 3. Spezialkarte des oberen Kilimandscharo.

Tafeln: Titelbild: Der Kilimandscharo aus SO. (Buntdruck). 1. Die Stadt Sansibar (Heliogravüre). 2. Die Träger der Kilimandscharo-Expedition (Lichtdruck). 3. Die ostafrikanische Steppe (Heliogravüre). 4. Wasserlöcher im Fels von Taro (Lichtdruck). 5. Markt auf dem Lagerplatz von Taweta (Lichtdruck). 6. Die Station Modschi der Deutsch-Ostafrikan. Gesellsch. (Heliogravüre). 7. Häuptling Mareale von Marangu (Lichtdruck). 8. Hof und Hütte in Marangu (Lichtdruck). 9. Der obere Urwaldrand des Kilimandscharo (Heliogravüre). 10. Der Kibo aus SO. (Lichtdruck). 11. Der Kraterzirkus des Kibo (Heliogravüre). 12. Der Mawensi aus SW. (Lichtdruck). 13. Der Mawensi aus NW. (Heliogravüre). 14. Der Kibo aus Osten (Lichtdruck). 15. Das Ugueno-Gebirge mit Dschipe-See (Heliogravüre). 16. Durch den Papyrussumpf des Rufu (Heliogravüre). 17. Bananenpflanzungen in Madschame (Heliogravüre). 18. Der Kilimandscharo aus SW. (Heliogravüre). 19. Im Euphorbiendickicht der Taitawildnis (Heliogravüre). 20. Das Lager bei Mombassa (Heliogravüre).

Digitized by Google

Ferner erschien soeben in unserm Verlage:

Stubei.

Thal und Gebirg, Land und Leute.

Mit 306 Abbildungen und 3 Karten.

Herausgegeben durch die

Gesellschaft von Freunden des Stubeithales.

Der Inhalt besteht aus folgenden Abschnitten:

Topographie von Thal und Gebirg von C. Gsaller. — Geologische Uebersicht von Prof. Dr. J. Blaas. — Die Vegetationsverhältnisse des Stubeithales von L. Graf Sarnthein. — Die Thierwelt von Prof. Dr. C. v. Dalla Torre. — Landwirthschaft von Prof. L. Graf. — Forstwirthschaft vom k. k. Forst- u. Dom.-Beamten H. Ramsauer. — Geschichtliches vom Stubeithale vom k. k. Landesschulinspektor Dr. H. Hausotter, Prof. Dr. J. Hirn und Prof. Dr. Ad. Hueber. — Verwaltung und Statistik vom k. k. Landesschulinspektor Dr. H. Hausotter. — Volkscharakter und Volksleben von Dr. Ludw. v. Hörmann. — Mundart und Namen vom k. k. Landesschulinspektor Christ. Schneller. — Kirche und Kunst von Vicedirektor Ant. Plattner. — Industrie und Handel vom Handelskammersekretär Dr. Ant. Kofler. — Anhang: Schilderung der Kaiserfeier im Thale.

Die zahlreichen Abbildungen, davon elf in Heliogravüre hergestellt, rühren her von:

Prof. *Franz v. Defregger*, Prof. *Math. Schmid*, Prof. *J. Wopfner*, *G. v. An der Lan*, *Fr. Burger*, *E. T. Compton*, Hochw. *F. Gatt*, *T. Grubhofer*, *C. Girardi*, *W. Humer*, Dr. *H. Kühn*, *Rud. Nissl*, *Alfred Pöll*, *Ph. Schumacher*, *Rupprecht Schwarzenberger*, *Anna Stainer-Knitel*, *P. Torggler* und *A. v. Wallpach-Schwanenfeld.*

Das Werk, 762 Seiten stark, ist in einen prächtigen, mehrfarbigen Ganzleinenband gebunden und für den Preis von 36 M. erhältlich. 50 Exemplare, deren Vollbilder auf chinesischem Papier abgezogen wurden, werden, in Ganzleder gebunden, als Prachtausgabe zu dem Preise von 46 M. für das Exemplar verkauft.

Leipzig.

Duncker & Humblot.

Digitized by Google

Digitized by Google

Hans Meyer, **Ostafrikanische Gletscherfahrten.** Forschungsreisen im Kilimandscharo-Gebiet. Mit 3 Karten, 20 Tafeln in Heliogravüre und Lichtdruck und 10 Textbildern. 1890. Preis 20 Mk., geb. 23 Mk.; Prachtausgabe 32 Mk.

L. von Engelhardt, **Ferdinand von Wrangel** und seine Reise längs der Nordküste von Sibirien und auf dem Eismeere. 1885. Mit Porträt und einer Karte. Preis 5 Mk.

Max Frhr. von Thielmann, **Vier Wege durch Amerika.** Mit 18 Vollbildern und 3 Karten. 1879. Geb. 30 Mk.

Emil Zsigmondy, **Im Hochgebirge.** Wanderungen. Mit Abbildungen von E. T. Compton. Hrsg. von Karl Schulz. 1889. Preis geb. 25 Mk.; Prachtausgabe 36 Mk.

Gustav Leipoldt, **Die Leiden des Europäers im afrikanischen Tropenklima** und die Mittel zu deren Abwehr. Ein Beitrag zur Förderung der deutschen Kolonisationsbestrebungen. 1887. Preis 2 Mk.

Alfred Hettner, **Reisen in den columbianischen Anden.** 1888. Preis 8 Mk.

Alexander Supan, **Statistik der unteren Luftströmungen.** Geb. Mit 4 Karten. 1881. Preis 8 Mk.

Wilhelm Petersen, **Aus Transkaukasien und Armenien.** Reisebriefe. 1885. Preis 3 Mk.

Max von Versen, **Transatlantische Streifzüge.** Erlebnisse und Erfahrungen aus Nordamerika. Mit 3 Karten. 1876. Preis 9 Mk.

Alfred Philippson, **Studien über Wasserscheiden.** 1886. Preis 3 Mk. 20 Pf.

Stubei, Thal und Gebirg, Land und Leute. Mit 306 Abbildungen und 3 Karten. Herausg. von Freunden des Stubeithales. 1891. Preis 36 Mk., Prachtausgabe 46 Mk.

Pierer'sche Hofbuchdruckerei. Stephan Geibel & Co. in Altenburg.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google